

RÉSUMÉ DE THÈSE
DE
DOCTORAT ÈS-SCIENCES NATURELLES

présentée à
la Faculté des Sciences de Paris
par
MAURICE KIEKEN

pour obtenir
le grade de Docteur Es-Sciences

Titre de l'article : Résumé des connaissances acquises au cours des vingt dernières années dans le Titteri, le Hodna et la partie occidentale des Biban (Dépt d'Alger).

Sujet de la thèse : Etude géologique du Hodna, du Titteri et de la partie occidentale des Bihan (Dépt d'Alger - Algérie).

Soutenue le : 26 juin 1970

Devant la commission d'examen.

MM. G. LUCAS	Président
M. DURAND-DELGA	Examineur
A. CAIRE	Examineur
R. LAFFITTE	Invité.



Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41551501_0031

Résumé des connaissances acquises au cours des vingt dernières années dans le Hodna, le Titteri et la partie occidentale des Biban (département d'Alger)

M. KIEKEN *

Résumé du mémoire présenté le 26 juin 1970 comme
thèse de Doctorat devant la Faculté des Sciences de
Paris.
(N° C. N. R. S. : A.O. 4540.)

SOMMAIRE

Résumé, abstract	46-47	A. - Stratigraphie de l'autochtone	51
I. - HISTORIQUE	47	B. - Stratigraphie de l'allochtone	59
II. - STRATIGRAPHIE	51	III. - TECTONIQUE	65
		Références bibliographiques	76

* Société nationale de Recherches et d'Exploitation des Pétroles en Algérie (S. N. REPAL) et Compagnie algérienne de Recherches et d'Exploitation pétrolières (CAREP).

Liste des figures

Fig. 1. — Situation de la zone étudiée.

Fig. 2. — Tableau d'assemblage des cartes au 1/50 000. Répartition des levés.

Fig. 3. — Carte géologique simplifiée de la région de Sidi Aissa.

Fig. 4. — Coupe du flanc nord des Biban au flanc nord de l'Atlas saharien.

Fig. 5. — Isopaches du Barrémien, de l'Aptien et de l'Albien inférieur.

Fig. 6. — Corrélations entre les sondages Ced1, Grn1, Rh1 et les séries de l'Ouarsenis oriental.

Fig. 7. — Isopaches et faciès de l'Albien.

Fig. 8. — Isopaches et faciès du Cénomani.

Fig. 9. — Isopaches et faciès du Turonien et de l'Emschérien.

Fig. 10. — Remplacement latéral de l'Unité de Chouf Djelf (em, Ob) par les marnes à boules jaunes (mi2d).

Fig. 11. — Schéma structural.

Fig. 12. — Reconstitution stratigraphique des terrains contenus dans les nappes sud-telliennes.

Fig. 13. — Coupe à travers le massif des Hannachas.

Fig. 14. — Ecorché de la zone sud-tellienne avant la transgression du Miocène 1. Reconstitution rétrotectonique du Tell septentrional. Emplacement des sillons miocènes.

Fig. 15. — Evolution de la structure des masses allochtones lors de leur mise en place.

Fig. 16. — Coupe à travers le champ pétrolier de l'oued Guétérini.

Fig. 17. — Coupes schématiques à travers les nappes de la zone sud-tellienne.

Fig. 18. — Schéma rétrospectif des régions nord-algériennes. Avant le départ des nappes. Etat actuel.



RÉSUMÉ

La présente note donne un aperçu succinct des études qui ont été effectuées de 1949 à 1964 dans la partie méridionale de l'ex-département d'Alger (Algérie) dite « zone sud-tellienne » (fig. 1).

On y distingue de grands bombements autochtones (Ouarsenis oriental, Biban, monts du Hodna) de terrains crétacés qui s'enfoncent sous le Miocène discordant. Le synclinorium miocène, qui s'étend entre ces anticlinorium, est recouvert par des terrains du Crétacé supérieur et du Tertiaire qui constituent des nappes de charriage (nappes d'écoulement par gravité).

On décrit d'abord la stratigraphie et la paléogéographie des séries autochtones, puis l'on énumère

les composants des quatre grandes nappes (mésotellienne, épi-tellienne, sous-numide et numidienne). On expose ensuite les arguments qui prouvent l'existence d'un vaste ensemble allochtone puis l'on envisage les conditions qui furent nécessaires pour que ces nappes puissent glisser du Nord vers le Sud, sur environ 100 km au cours du Miocène. On essaie de reconstituer les patries de ces nappes et l'on examine les conséquences pour l'interprétation des régions côtières de l'Algérie.

Une description plus détaillée de cette région sera donnée dans « l'Etude géologique du Titteri, du Hodna et de la partie occidentale des Biban » (à paraître au Service de la Carte géologique de l'Algérie).

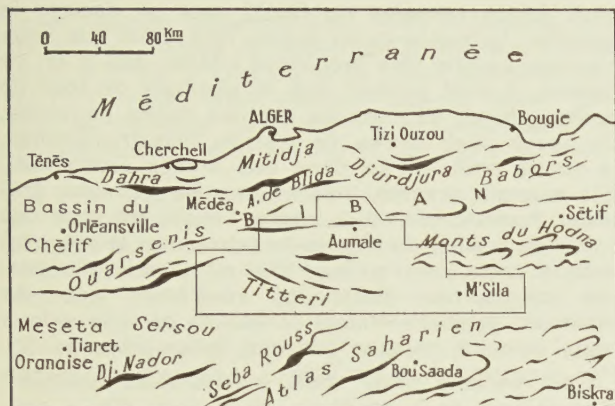


Fig. 1 — Situation de la zone étudiée.

ABSTRACT

The present paper is a short account of the investigations carried out between 1949 and 1964 in the « zone sud-tellienne », the southern part of what used to be the department of Algiers (Algeria).

The major geological feature of this area is the existence of a number of great Cretaceous uplifts which are followed unconformably by the Miocene strata; the latter complexe (synclorium) being overlain by several allochthonous structural units of upper Cretaceous and Tertiary age.

After the stratigraphic and paleogeographic description of the autochthonous series, the stratigraphic sequence of the four main allochthonous units (nappes meso-tellienne, epi-tellienne, sous-numide and numidienne) is enumerated. The existence of this structural setting is demonstrated and an explanation of the gravitational dowsliding mechanism of 100 km from the North to the South is attempted (nappes d'écoulement par gravité). An analysis of the possible origine of the nappes is followed by examination of what might have been the paleogeographical and structural pattern of the northern coastal area of Algeria before the intra-miocene movements.

A more detailed description of the same area will be given in the « Etude géologique du Titteri, du Hodna, et de la partie occidentale des Biban » (to be published by the Service de la Carte géologique de l'Algérie).

HISTORIQUE

Nos prédécesseurs avaient, tous, considéré que ce secteur du Tell était à la fois simple et complexe. Simple, parce que les séries sédimentaires y étaient, apparemment, en succession stratigraphique normale; complexe, parce qu'elles étaient parcourues par des « filons » de Trias qui semblaient s'immiscer, au hasard, dans la pellicule des terrains superficiels.

Ces idées furent admises, pour tout le Tell, par E. FICHEUR et J. SAVORNIN.

La répartition des lames de Trias était attribué aux caprices du diapirisme. Nous savons aujourd'hui que, dans la plupart des cas, les joints de Trias soulignent des contacts anormaux subhorizontaux. Cette disposition et l'examen systématique de la nature et de la structure des terrains encaissants permettent d'établir que de vastes surfaces sont recouvertes par des nappes d'écoulement.

Au début du XX^e siècle, l'existence des nappes de charriage en Algérie et en Tunisie, fut soupçonnée par quelques géologues; puis cette hypothèse fut vivement critiquée et finalement abandonnée. Il faut cependant rappeler que les géologues qui furent les plus antinappistes furent parfois ceux-là mêmes qui avaient les premiers décelé d'importants recouvrements: J. SAVORNIN, dès 1906 (notice de la feuille Bordj bou Arreridj et A. F. A. S. Nîmes 1912) reconnaissait l'existence d'une « nappe chevauchante »; L. GENTIL et L. JOLEAUD, dès 1912, admettaient l'importance des phénomènes de charriage. Enfin P. TERMIER, après avoir abandonné ses fantasmagories de 1906 (il charriait alors tout le Nord de la Tunisie) avait, dès 1910, proposé pour l'Algérie-Tunisie un « régime apennin... où la série sédimentaire se divise, par des surfaces voisines de l'horizontale, en des sortes de copeaux qui se déplacent les uns sur les autres » (B. S. G. F. (4) T. X p. 159).

Mais il s'agissait là de présomptions et d'hypothèses non étayées par une cartographie rigoureuse. Aussi voit-on, vers 1930, ces divers auteurs renier définitivement leurs interprétations antérieures et admettre qu'il n'existe pas de nappes de charriage en Algérie. Allant jusqu'à minimiser certaines de leurs observations, ils ne reconnaissent plus que des chevauchements de faible amplitude. Ces idées furent prônées avec vigueur par J. SAVORNIN et vers 1930, admises par tous les géologues qui s'intéressaient à l'Algérie et à la Tunisie. En Berbérie, ne persistait plus que la nappe pérfaine; elle était bien définie par les travaux de R. ABRARD, L. JOLEAUD, L. GENTIL, L. LUTAUD, M. LUGEON, P. TERMIER, etc. (1)

Dès 1926, L. GLANGEAUD prouvait cependant que dans le Nord de la province d'Alger la simplicité structurale n'était qu'apparente et que certaines formations avaient été poussées vers le Sud. Ainsi se présentait le flysch « albo-aptien » qui constituait la nappe du Flysch et les écaïlles intermédiaires qui frangeaient l'Unité précédente.

L'auteur admettait déjà que la couverture des gros anticlinaux de l'Atlas tellien avait dû se décoller et était venu combler les zones synclinales périphériques. Ces divers recouvrements résultaient du serrage du bâti profond, dont un élément essentiel (le Massif Ancien et sa couverture de calcaires secondaires et tertiaires) émerge au Nord de l'Atlas tellien.

(1) Un historique détaillé et très instructif de ces longues controverses est donné par A. CAIRE dans sa thèse p. 517 à 533.

Mais cette nouvelle interprétation ne concernait que la partie septentrionale du Tell. Pour la partie méridionale, c'est-à-dire pour la zone qui s'étend entre le parallèle de Médéa et la bordure de l'Atlas saharien, les conceptions antérieures sont demeurées en vigueur jusqu'en 1949.

Autrement dit, les idées en vogue après la première guerre mondiale, l'étaient encore après la seconde.

Or, entre les années 1945 et 1950, après avoir débuté dans le bassin miocène du Chélif, la prospection pétrolière s'est rapidement étendue à d'autres régions d'Algérie et en particulier dans celles où se manifestaient des indices actifs d'hydrocarbures. Par suite de la pénurie de carburant, un suintement de pétrole avait été exploité, avec des moyens artisanaux (puits et galeries) dans la région de l'oued Guétérini, à quelque 100 km au S. SE d'Alger. L'émergence de l'huile était localisée dans les marnes maestrichtiennes.

Les levés géologiques, effectués par G. CHOU-BERT puis par I. H. ORTYNSKI avaient montré que les abords de la mine étaient formés par un puzzle de terrains maestrichtiens, éocènes et miocènes, auxquels faisait suite, vers le Nord, une écaïlle complexe où s'emmêlent le Trias, les calcaires de l'Albien supérieur et les marnes céno-man-tוניennes.

Le premier forage débuta en décembre 1948 et

nous fûmes rappelés du Chélif pour en assurer le contrôle. Le moins qu'on puisse dire, c'est que nous n'avions aucune idée préconçue ! Mais, dès la fin de l'année, il était évident que la géologie de tout ce secteur devait être reprise sur des bases nouvelles, car, sous cent mètres de marnes maestrichtiennes, la sonde était entrée dans des argiles lutétiennes. Elle recoupa, ensuite, trois niveaux de calcaires gréseux, fluorescents, puis, après avoir traversé les calcaires à silex de l'Yprésien (eux aussi imprégnés) entra et resta jusqu'au fond (934 m) dans le Miocène. Les diagraphies électriques révélèrent que les réservoirs lutétiens étaient constitués par une unique barre calcaire, répétée par des failles inverses (2).

Ces résultats bruts, mais indiscutables, posaient le problème de la structure de la zone dite « sud-tellienne ». Il importait, évidemment, de se rendre compte si ces complications étaient localisées autour de ce point singulier de Guétérini ou si, au contraire, elles s'étendaient à un territoire plus vaste et pouvaient même intéresser l'ensemble du pays « sud-tellien ».

Fallait-il parler de recouvrements locaux ou de charriages de grande ampleur ? L'écho des âpres discussions qui opposèrent L. GENTIL et J. JOLEAUD à E. FICHEUR et J. SAVORNIN incitait, encore, à la circonspection. Avant de rouvrir ce dossier, il était de beaucoup, préférable d'amasser des arguments positifs, en un mot de faire le levé systématique des zones avoisinantes (fig. 2).

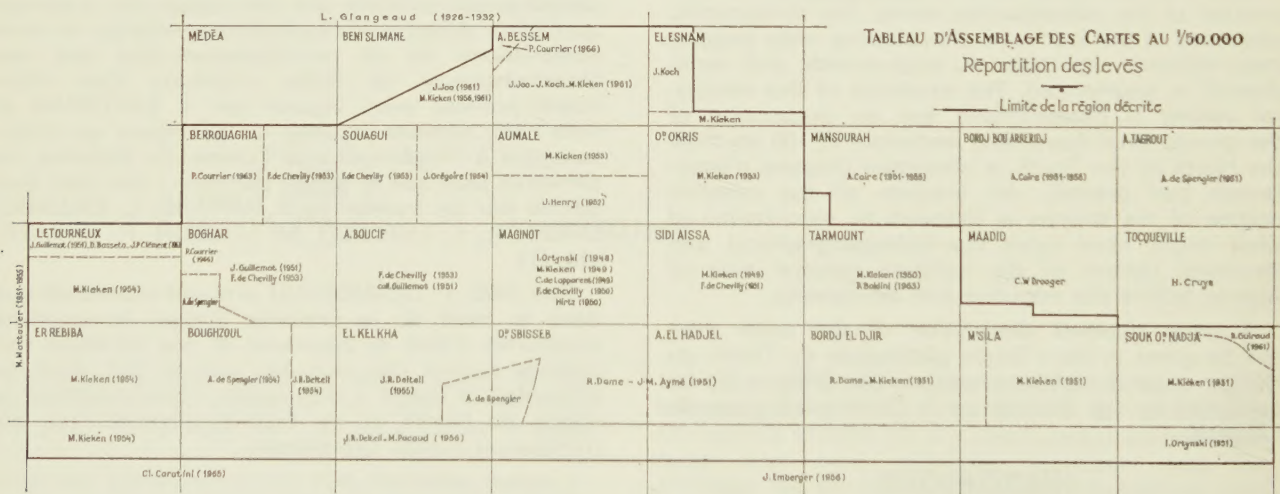


Fig. 2 — Tableau d'assemblage des cartes au 1/50 000. Répartition des levés.

A l'Est du chantier de Guétérini, le problème était d'ailleurs facile à résoudre, car la série stratigraphique ne comprenait que du Miocène (gréseux ou marneux) du Lutétien supérieur (marneux à huitres), de l'Eocène inférieur (calcaires à silex) et du Paléo-

(2) Le gisement fut développé par 180 forages, placés à 200 ou 400 m les uns des autres. La production totale s'éleva à environ 350 000 t d'huile anhydre. Les niveaux producteurs sont dilacérés par de multiples cisaillements tectoniques. La structure détaillée du champ pétrolier a cependant pu être déchiffrée grâce à l'examen attentif des « logs » électriques, effectué par E. WINNOCK.

cène (marnes glauconieuses). Ces formations sont identiques à celles de Guétérini. Or, au Rass Lahmar, situé à 7 km à l'Est du puits Oued Guétérini n° 1 (O.G. 1), nous nous sommes aperçu, début 1949, que le Miocène ressortait, incontestablement, en fenêtre tectonique. Il est bordé (cf. fig. 3 et 11) :

1° Au Sud, par la série décrite ci-dessus. Ces terrains dessinaient grosso-modo, un vaste synclinal dont le bord méridional reposait, également, sur le Miocène. Il suffisait de suivre le contact anormal pour se convaincre que la surface listrique était horizontale et qu'une plaque de terrains essentiellement crétacés et éocènes, large de 8 km et longue de 15 km, reposait, à plat, sur un substratum mio-

cène. Le lieu d'origine de cette klippe ne pouvait être décelé car,

2° Au Nord du Rass Lahmar, une bande de terrains turoniens (3) et sénoniens reposaient, par l'entremise d'une lame de Trias, sur le Miocène de la fenêtre. A l'Est, ce complexe chevauchait les terrains de l'Unité de Guétérini. Une première donnée était donc acquise : l'Unité de Guétérini se poursuivait loin, vers l'Est, et avait tous les aspects d'une nappe de charriage. Elle était bordée, au Nord, par une série marneuse crétacée ; un joint de Trias jalonnait le contact entre ces deux Unités.

Il fallait bien reparler de « nappes » puisque c'était le terme le plus commode.



Fig. 3 — Carte géologique simplifiée de la région de Sidi Aïssa.

La suite de notre reconnaissance prouva que le Mehazem Kebir, le Mehazem S'rir, les Sebain Koudiat et le Dj. Kasbah, situés sur la partie orientale de la feuille Sidi-Aïssa, devaient être interprétés de la même manière, car ces synclinaux nummulitiques étaient posés, eux aussi, sur le Miocène. De proche en proche, la recherche du bord sud de cet ensemble allochtone, nous amena jusqu'à Aïn Tagrout (soit à 130 km à l'Est du champ de Guétérini). Des terrains aturiens et tertiaires, fortement bouleversés, recouvraient, anormalement, le Miocène du revers nord des monts du Hodna. Nous avons même retrouvé, sur le revers sud de la chaîne

hodnéenne, des lambeaux lutétiens et oligocènes qui étaient « interstratifiés » dans le Miocène du bassin du Hodna.

Il apparaissait, dès ce moment (1951), que « la masse chevauchante, à direction centripète » de J. SAVORNIN [1920, p. 400] avait, d'une part, une extension beaucoup plus considérable que ne l'avait cru l'auteur et, d'autre part, qu'elle prenait de plus en plus l'aspect d'une véritable nappe.

(3) Les marnes du Crétacé supérieur sont très difficiles à différencier. Mais elles contiennent des foraminifères caractéristiques qui ont été déterminés, avec rigueur, par notre ami J. MAGNE.

Mais, sur les ailes de ce dispositif, les données de terrains ne sont pas aussi probantes. A l'Ouest, au cours d'une reconnaissance rapide en bordure de la route Boghari-Berrouaghia on a l'impression que les couches tertiaires font suite au Crétacé supérieur des monts du Chélif (ennoyage oriental du massif de l'Ouarsenis) et des Biban. On examinera ce secteur, ultérieurement. A l'Est, entre Tocqueville et Aïn Tagrout, les séries du Tertiaire se débitent en écaillés qui sont, incontestablement, autochtones. La première interprétation qui se présente à l'esprit consiste à admettre que cette tectonique de compression tangentielle s'amplifie dans la zone centrale de notre étude et que les recouvrements observés aux environs de Sidi-Aïssa ne sont que des bavures issues de plis isoclinaux, enracinés, quelque part, au Nord.

Cette hypothèse de travail est, à peu de chose près, celle qui est exposée dans la publication SN-REPAL de 1952 (écaillage de l'autochtone par contrainte tangentielle et écoulement par gravité de la couverture de certaines de ces écaillés).

On peut lui objecter les faits suivants :

Au sud d'Aumale, les plans de chevauchement ont une inclinaison si proche de l'horizontale que la source de ce matériel doit être recherchée assez loin vers le Nord. De plus, l'on savait déjà que des plaques de terrains crétacés étaient entièrement ceinturées par un mince liseré de Trias. Les levés de A. DE SPENGLER sur les feuilles Aïn Tagrout et Bordj bou Arreridj le démontraient d'une manière irréfutable (idem, chapitre I).

Tout ceci amenait à rechercher, toujours plus au Nord, les plis qui auraient pu donner naissance à de tels lambeaux de recouvrement.

Or, vers le Nord, se dresse la chaîne des Biban, étonnamment simple et rectiligne. Non seulement on n'y observe aucune trace de translation importante vers le Sud mais, de plus, elle est si proche des lames décollées que l'espace nécessaire pour enraciner un système de plis complexes devenait très restreint.

Lors du Congrès géologique international d'Alger (1952), les levés cartographiques étaient trop peu avancés pour proposer une interprétation globale des phénomènes. On s'était, en effet, rendu compte que les terrains affectés de ce même style tectonique, s'étendaient sur un immense territoire et, progressant systématiquement depuis Guétérini, on n'était pas encore parvenu à circonscrire ce vaste ensemble. Un grand pas fut franchi, en 1953, lorsque F. DE CHEVILLY put démontrer que le monoclinale miocène du Bou Maiz (4) reposait, par la tranche et avec une semelle de Trias, sur le Sénonien des Biban. Ce cône de déjections, décrit minutieusement par E. FICHEUR, s'était manifestement déposé ailleurs. De même, sur les feuilles Aumale et oued Okris, nous venions de constater qu'un mince ruban de roches triasiques s'interposait entre les marnes coniaciennes des Biban et les terrains tertiaires ou crétacés, méridionaux. Le Miocène et l'Yprésien d'Aumale n'étaient pas, non plus, transgressifs sur les Biban (5). Sur la feuille oued Okris, du flysch sénonien, très froissé, surmontait le joint triasique. Bref, la solution la plus simple consistait à joindre, d'un trait continu, le contact anormal observé au Sud de Sidi-Aïssa à celui qui courait le long du parallèle d'Aumale (fig. 4).

Ce qui fut fait. La suite des travaux montra que cette interprétation s'accordait avec le flux incessant de faits nouveaux que nous apportaient les levés de

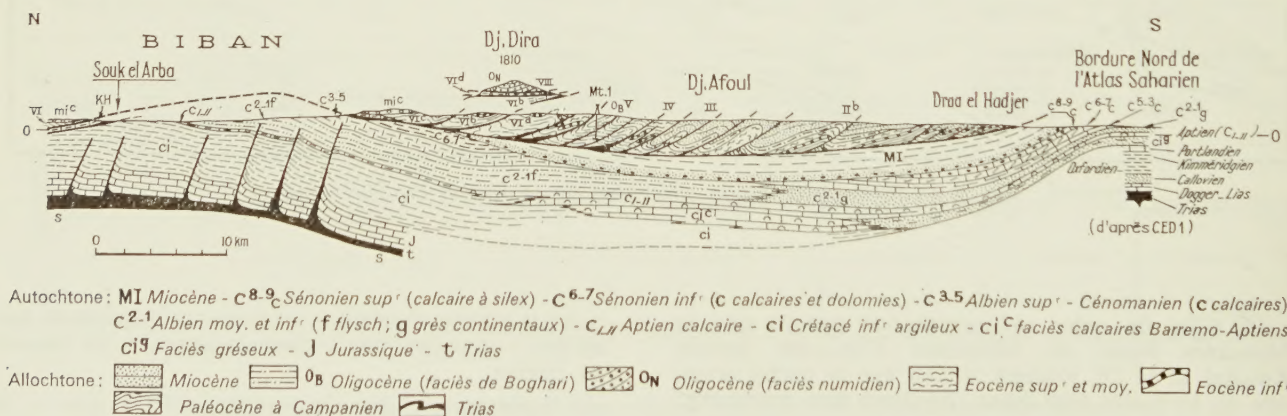


Fig. 4 — Coupe du flanc nord des Biban au flanc nord de l'Atlas saharien.

surface, la sismique-réflexion et les forages. Sur les feuilles Letourneux et Er Rebiba, la démonstration de l'allochtonie des séries nummulitiques fut très aisée à faire. Autour de Guétérini, et au Sud de Boghari, la géophysique et les forages profonds

prouvèrent qu'aux bouleversements des terrains superficiels s'opposait, en profondeur, un style

(4) Feuilles au 1/50 000 Berrouaghia et Souagui.

(5) Transgressions admises par J. SAVORNIN [1920] et J. FLANDRIN [1948].

simple et tranquille : le Miocène est transgressif sur le Sénonien inférieur ou sur le Cénomanien et dessine un large synclinal dans lequel les nappes reposent, comme dans un berceau, (cf. fig. 4).

Le style écaillé ne se manifeste nulle part dans le substratum anté-nappe. A l'Ouest, F. DE CHEVILLY put suivre le contact marginal de l'allochtone, sur la feuille Berrouaghia. Il était évident que la ligne de chevauchement devait se poursuivre, à travers la feuille Boghar, pour donner la main à celle qui était si nettement visible sur les feuilles Er Rebiba et Letourneux. A. DE SPENGLER l'avait d'ailleurs repérée au Sud de Boghar. En juxtaposant les levés partiels de A. DE SPENGLER, J. GUILLEMOT, F. DE CHEVILLY, P. COURRIER et les nôtres, on sait aujourd'hui que sur les quelques kilomètres où le chevauchement peut prêter à contestation, c'est le Santonien, qui vient au contact de la série nummulitique, avec intervention d'intenses laminages (absence fréquente du Paléocène et de l'Yprésien) (cf. fig. 11 et 13).

A l'Est de la feuille oued Okris, les levés de A. CAIRE ont montré que les nappes se poursuivaient sur les feuilles au 1/50 000 : Mansourah-les-Biban, Bordj Boni et Bordj bou Arréridj; l'autochtone ne réapparaît, latéralement, que sur la feuille Aïn Tagrout (levés A. DE SPENGLER) (6).

Une ligne de contact anormal ceinture donc l'ensemble des terrains qui affleurent entre le Sénonien des monts du Chélib (à l'Ouest) et l'Yprésien d'Aïn Tagrout (à l'Est) entre le Sénonien inférieur des Biban (au Nord) et le Miocène des Hautes Plaines algéroises (au Sud). On se trouve en présence d'un vaste ensemble allochtone qui couvre, tout d'un tenant, une quinzaine de coupures topographiques au 1/50 000.

De grands lambeaux de terrains charriés ont été isolés par l'érosion sur les feuilles Er Rebiba et Letourneux.

A l'Ouest, M. MATTAUER [1958] et J. POLVECHE [1960] ont reconnu l'existence d'importantes masses allochtones, qui reposent sur le Crétacé de l'Ouarsenis et sur le Miocène de la zone sud-tellienne (7).

Ayant rassemblé toutes les données antérieures et après de rapides tournées sur le terrain, nous n'avons pas hésité à étendre le domaine des nappes en Oranie et dans le Constantinois (8). Car c'est seulement alors que tant de descriptions de terrains, confusément plissés et entrelardés de Trias, peuvent recevoir une explication cohérente. Il est cependant nécessaire que l'analyse géologique, qui a été effectuée de Relizane à Sétif, soit faite d'une

manière détaillée, aux ailes de l'Algérie (9). Car, seule une étude systématique du canevas structural et de son contenu stratigraphique peut aider à résoudre le problème de l'origine de ces masses allochtones et permettre de reconstituer les mécanismes de leur mise en place.

Dans la zone qui nous concerne, le levé de 15 feuilles au 1/50 000 était pratiquement achevé en 1954. Il s'arrêtait sur le revers sud des Biban. Pour débattre valablement de l'origine des nappes, il fallait d'abord savoir ce qui se passait plus au Nord. Cependant, l'anticlinorium des Biban était bien trop étriqué pour que sa couverture ait pu donner naissance aux vastes lames de glissement de la zone sud-tellienne. De plus, des reconnaissances dans les zones septentrionales montraient que le pays bibannique était singulièrement dépourvu de roches triasiques et les quelques pointements que l'on pouvait déceler n'avaient aucunement les caractères d'intrusions diapiriques (le Trias des Frênes, par exemple, forme une galette horizontale). « En conséquence, écrivait F. de CHEVILLY, en avril 1954, nous pensons qu'il faut considérer les Biban comme une fenêtre tectonique et que l'on retrouvera, au Nord de ceux-ci, une zone charriée de style analogue à celui de la zone sud-tellienne » (10). Effectivement, en 1961, nous avons retrouvé les nappes, sur le flanc nord des Biban [M. KIEKEN, 1964].

STRATIGRAPHIE

Lorsqu'on aborde les descriptions de ces régions, il faut soigneusement séparer l'autochtone de l'allochtone. Si cette distinction n'est pas rigoureusement faite au départ, il est impossible de déboucher sur des conclusions claires et de bâtir une synthèse cohérente. Sous réserve d'une démonstration qui sera faite rapidement, plus loin, on décrira donc, séparément, la stratigraphie du substratum puis celle des nappes.

A - STRATIGRAPHIE DE L'AUTOCHTONE

Trois gros bombements topographiques forment l'ossature de l'autochtone. Ce sont :

- A l'Est, les monts du Hodna ;
- A l'Ouest, les monts du Chélib (massifs du Bou Médienne, du Mongorno, etc.) qui correspondent à l'ennoyage de l'Ouarsenis oriental ;

(6) Plus à l'Est, les terrains allochtones reposent sur le périclinal des Biban [cf. travaux de J. GLACON, 1962].

(7) cf. carte géologique au 1/500 000, Alger, 1952.

(8) cf. esquisse structurale de l'Algérie au 1/1 000 000 [M. KIEKEN, 1961].

(9) Le levé des régions occidentales entrepris récemment par J. DELTEIL, B. FENET, P. GUARDIA, sous l'égide de J. POLVECHE, confirme l'existence de nombreuses unités allochtones, appartenant aux nappes telliennes. De même, les travaux menés dans les zones littorales et dans le Constantinois par F. LAVAL, M. LEIKINE, J. F. RAOULT, J. RAYMOND, J. M. VILA, collaborateurs de A. CAIRE et de M. DURAND-DELGA étendent peu à peu le domaine couvert par les nappes de charriage telliennes et kabyles.

(10) Cette hypothèse est mentionnée dans « La Géologie de la zone sud-tellienne entre Boghari et Sidi-Aïssa » par F. DE CHEVILLY, M. KIEKEN, A. DE SPENGLER, 1955, p. 68 [Pub. Serv. Carte Géol. Algérie, 1956].

- Au Nord, la chaîne des Biban ;
- Au Sud, surgissent les premiers contreforts de l'Atlas saharien.

La zone alluviale qui court au pied nord de l'Atlas saharien correspond aux Hautes Plaines algéroises et au Hodna (cf. fig. 11).

Le Primaire n'affleure pas. Le Trias en place n'existe pas non plus.

Le Jurassique apparaît dans les régions périphériques mais il n'est connu, en surface, ni dans les Biban, ni dans l'Atlas de Tablat et aucun forage n'est parvenu à l'atteindre. On ne dispose donc d'aucun fait nouveau pour établir la jonction entre les séries du grand pic de l'Ouarsenis, du Dj. Nador, du Bou Taleb et de l'Adrar Gueldaman (cf. carte au 1/500 000 d'Alger).

Crétacé inférieur

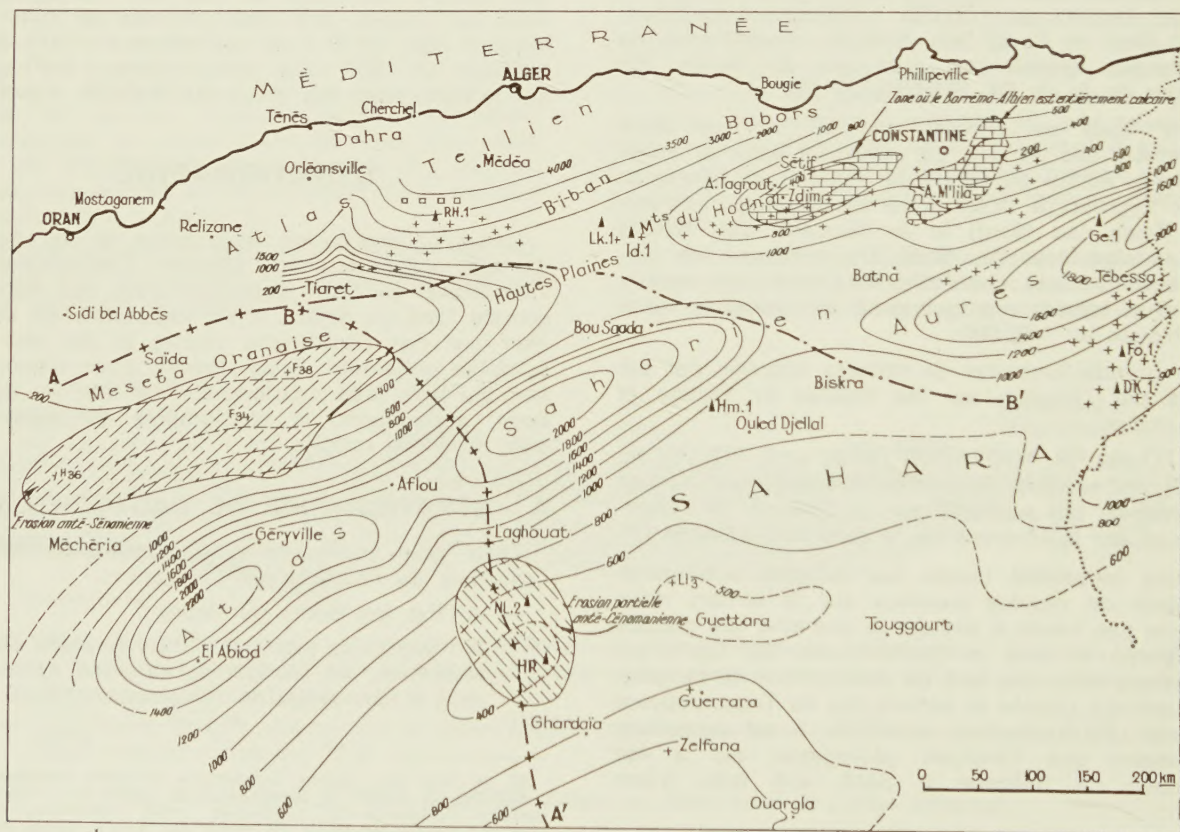
a) Hauterivien (probable).

Dans les Biban, les séries les plus anciennes sont constituées par des marnes argileuses noires (11),

du Crétacé inférieur. Elles étaient, auparavant, attribuées au seul Apto-Albien, mais nous y avons trouvé une microfaune barrémienne, dès 1956. Le forage Bsk 1, implanté au cœur des Biban, près Bouskène, a été arrêté à 3 545 m et bien qu'il débutât dans les couches inférieures de l'Albien, il n'a pas pu atteindre les couches de base du Crétacé inférieur. De plus, les foraminifères sont rarissimes. De 3 545 m à 2 024 m, les marnes sont très argileuses, le matériel clastique se réduit à des silts et la microfaune à de rares *Globigerina hoterivica* Subbotina. Une formation analogue a été traversée au forage Rh 1 (Dj. Rihoun à 35 km au SW de Boghari) sur 1 800 m (3 800 m à 2 015 m). Il peut s'agir de l'Hauterivien.

Dans ces deux forages la série est interrompue, à la base, par des brèches et des couches de sel gemme qui sont rapportables à des intrusions triasiques.

A titre de comparaison, mentionnons que dans les monts du Hodna, l'Hauterivien n'a plus que 300 m d'épaisseur. Il est gréseux sur le revers sud de la chaîne et calcaire sur le flanc nord.



Dans la région du Bou-Saada, l'Hauterivien est formé, à la base, par 150 m de calcaire oolithique à Huitres et Nérinées, de calcaires à algues et des grès fins. Le sommet de l'étage est noyé dans le « Continental intercalaire ».

b) Barrémien - Aptien (fig. 5).

Le Barrémien des Biban est également formé de marnes argileuses, noirâtres, très indurées et on ne pourrait pas les séparer de la formation précédente si elles ne contenaient pas quelques bancs de grès et quelques niveaux calcaires. Les schistes barrémiens constituent la série la plus ancienne qui soit visible en surface. Ils forment d'assez gros noyaux près de Bouskène et de Bir Rabalou. Leur étude systématique a fourni :

- *Gavelinella barremiana* Bett. ;
- *Conorotalites barstensteini* Bett. ;
- *Marquinulinopsis djaffaensis* Sigal ;
- *Discorbis djaffaensis* Sigal ;
- *Tristix carinata* Sigal ;

En forage, les marnes sont silteuses, sans micro-faune.

Vers le sommet, en forage et en surface, les marnes deviennent un peu plus calcaires et contiennent une microfaune qui est déjà garga-

sienne. Ni par sa faune, ni par son faciès, le Bédoulien ne peut être séparé du Barrémien.

Il en est de même au forage du Djebel Rihoun (Rh 1) où les grès se développent dans la partie supérieure de l'intervalle Barrémien-Aptien inférieur ; les passées marneuses intercalées dans ces grès fournissent : *Gavelinella barremiana*, *Conorotalites* aff. *barstensteini*, espèces qui ne dépassent pas le Bédoulien. Seul le Gargasien est formé de calcaires à algues (*Hensonella*) et microfaunes caractéristiques (*Orbitolines*, *Globigerinelloides algeriana* Cush. et Ten Dam).

Or, dans l'Ouarsenis, E. FICHEUR et plus récemment M. MATTAUER [1958] ont décrit une formation calcaire qui, dès la base, contient une faune barrémienne.

Pour comprendre l'évolution paléogéographique de ce secteur occidental, il faut se reporter à ce qui se passe, à l'Est, dans les monts du Hodna où la sédimentation marine (marnes à huitres, calcaires plus ou moins dolomitiques à Rudistes et Polypiers) se maintient au Barrémien et à l'Aptien alors qu'à quelques kilomètres au Sud, dans l'Atlas saharien, règnent encore des conditions continentales. La mer ne revient, vers Bou Saada, qu'à l'Aptien supérieur.

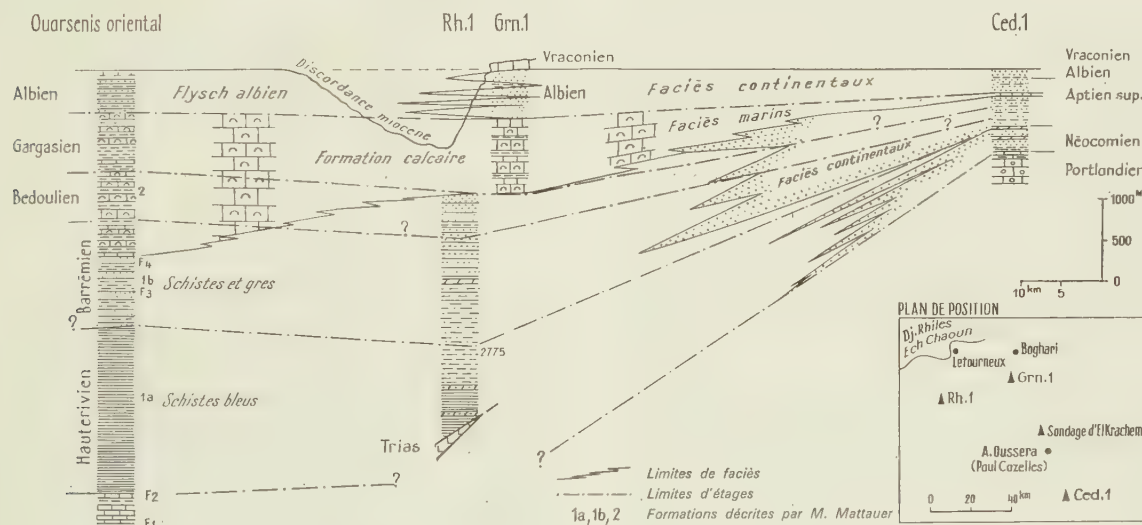


Fig. 6 — Correlations entre les sondages Ced1, Grn1, Rh1 et les séries de l'Ouarsenis oriental.

Dans l'Atlas saharien, les grès rouges s'accumulent durant le Barrémien et l'Aptien inférieur et atteignent des épaisseurs considérables. Cette curieuse fosse de subsidence, dont l'effondrement n'est pas assez accentué pour que les apports clastiques se sédimentent en milieu marin, joue le rôle d'une barrière

en creux. Elle est bordée, au Nord, par un môle résistant qui, comme le montrent les diverses cartes en isopaches, sépare le sillon tellien du sillon atlantique. Seuls les sables fins sont transportés sur ce haut fond et parviennent, sporadiquement, à le dépasser (fig. 7).

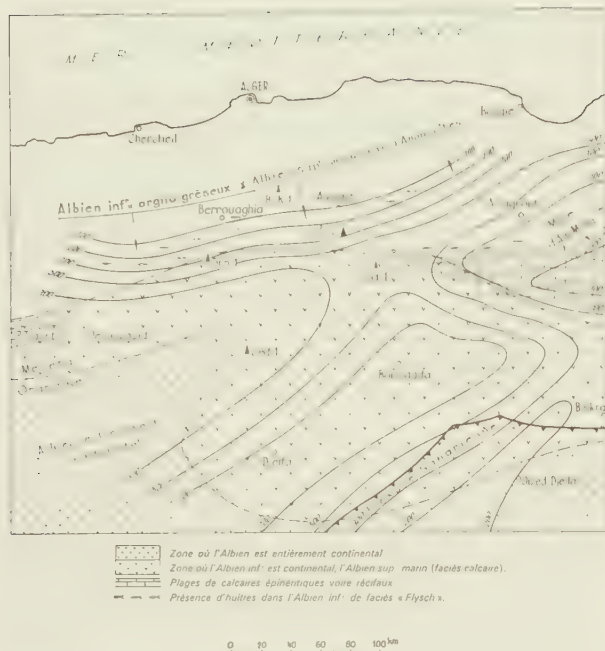


Fig. 7 — Isopaches et faciès de l'Albien.

La sédimentation sub-récifale permet de suivre le retrait progressif des sables, car on constate que les dépôts carbonatés, riches en organismes d'eau peu profonde (Huîtres, Rudistes), se sont installés dès l'Hauterivien dans les monts du Hodna et dès la fin du Barrémien dans l'Ouarsenis. Dans ce dernier secteur, elle a progressé vers le Sud, au fur et à mesure que les apports détritiques s'amenuisaient : à hauteur du Djebel Rihoun, elle s'est installée au Gargasien (fig. 6).

Au Nord de cette plate-forme sous-marine, le talus continental descend rapidement et se raccorde à une fosse profonde où les organismes benthiques ne peuvent plus se développer.

Dès le début du Crétacé, un haut fond médian régit donc la répartition des dépôts. Comme le montre la figure 5, on peut raccorder les monts du Hodna à la Meseta oranaise et, dans une perspective plus large, il est certain qu'à diverses époques, un seuil quasi ininterrompu court de la meseta marocaine [Terre des Idrissides de A. FAURE-MURET et G. CHOUBERT] au môle d'Aïn M'lila [cf. M. KIEKEN, 1961].

Albien et Cénomanien

a) Albien inférieur.

A l'Albien inférieur, le flux gréseux reprend vigueur. Les sables continentaux arrivent aux portes de Boghari (forage de Gourin, Grn 1), tandis que les éléments les plus fins dépassent la crête médiane (qui persiste, cf. isopaches des fig. 5 et 7) et parviennent dans la fosse tellienne où on les retrouve

dans un « flysch fin » très épais (1 500 à 2 500 m). La force des courants est attestée par de nombreuses figures de fluxion, par des discordances intraformationnelles et des stratifications entrecroisées.

La disparition des calcaires récifaux est quasi générale, sauf à l'Ouest dans les monts du Hodna et sur le môle d'Aïn M'lila.



Fig. 8 — Isopaches et faciès du Cénomanien.

b) Albien supérieur - Cénomanien.

A l'Albien supérieur, la transgression marine trouve devant elle un pays arasé sur lequel elle s'avance progressivement. Les premiers niveaux calcaires (12) contiennent une faune de la zone à *Dipoloceras cristatum*, aussi bien dans la partie orientale de l'Atlas saharien que dans les monts du Hodna et les Biban. Mais, au-dessus, le contraste est très net entre les dépôts septentrionaux et méridionaux. Dans les Biban et dans l'Ouarsenis oriental se succèdent, à l'Albien supérieur et au Cénomanien, sur un millier de mètres, des marnes conchoïdales et des calcaires à ammonites. Dans cette série très monotone, le géologue de terrain ne parvient que très difficilement à introduire des coupures stratigraphiques (les marnes albiennes sont plus sombres que les marnes cénomanienues).

L'évolution des faciès est plus tranchée dans les zones méridionales. Dans l'Atlas saharien, à la barre calcaire basale, font suite des calcaires à Cunéolines et des marnes à Ostracodes (Albien supérieur), des

(12) La base de l'Albien supérieur est marquée, dans les Biban et dans les monts du Hodna, par un niveau de calcaires glauconieux, riche en Ammonites.

marnes à Huitres (partie inférieure du Cénomanien). Dans des monts du Hodna, le niveau calcaireux est surmonté par environ 500 m de marnes à Huitres (Albien supérieur et Cénomanien inférieur).

Au Cénomanien supérieur, une sédimentation subrécifale (calcaires à Praealveolines et Méandropsinidés) ou récifale (calcaires à Caprines) s'installe dans les monts du Hodna ; les forages de Maida (Id1) et d'El Krachem ont montré qu'elle se poursuivait vers l'Ouest. Une zone de dépôts calcaires s'étend également entre Maida et Biskra [travaux de J. SAVORNIN et R. LAFFITTE]. A l'abri de cette barrière récifale, le bassin de l'Atlas saharien se transforme en une vaste lagune où les eaux marines ne pénètrent que par intermittence (passées de marnes à Huîtres entre de gros bancs de gypse, cf. fig. 8).

Turonien - Sénonien

Au Turonien, des sédiments marins, infranéritiques (calcaires à Ammonites, marnes à Rosalines), se déposent dans l'Atlas saharien et dans les Biban ; mais les monts du Hodna sont encore le siège d'une sédimentation subrécifale (calcaire dolomitique à Rudistes).

Au *Sénonien*, les marnes, où abondent les Huitres, s'accumulent dans l'Atlas saharien et dans les monts du Hodna. La séparation des divers étages serait d'ailleurs très difficile à faire à l'aide de ces seuls fossiles de faciès, si des repères lithologiques, datés par de rares Ammonites et quelques microfaunes pélagiques, ne se suivaient pas sur de lon-

gues distances. Des calcaires dolomitiques marquent la base du Turonien. Une ou plusieurs corniches calcaires soulignent le Maestrichtien. Des couches à silex jalonnent le sommet de l'étage. Les autres sous-étages du Sénonien sont moins facilement repérables. Remarquons, toutefois, que le Sénonien inférieur est caractérisé par une accumulation de calcaires à Huitres alors que le Campanien est beaucoup plus marneux.

Sur le flanc sud des Biban, des calcaires bitumineux, en plaquettes, à niveaux sporadiques de silex, contiennent une microfaune du Turonien inférieur. Puis se déposent : des marnes noires, homogènes et uniformes, à foraminifères du Turonien supérieur et du Coniacien. Les marnes à Huitres (et Inocérames) du Santonien viennent, fort heureusement, rompre cette monotonie. Elles affleurent sur de grandes surfaces entre Berrouaghia et Boghari et sont recouvertes en discordance tectonique par les nappes telliennes. Le Sénonien supérieur autochtone, représenté par des marnes noires, s'observe dans quelques synclinaux étroits qui s'enfoncent sous les terrains allochtones du Dj. bou Maïz (SE de Berrouaghia).

Au Sud des Biban, de Berrouaghia à la maison forestière de Tiza (cf. fig. 11), les nappes reposent sur le Coniacien. Il y a peu de chances pour que la série sénonienne se complète sous l'allochtone; en effet, plus les données fournies par les forages et la géophysique deviennent abondantes, plus on se rend compte que toute la zone qui s'étend entre la chaîne orographique des Biban et le parallèle de Birine a été intensément érodée avant la transgression miocène. Les grès miocènes reposent en effet sur : l'Aptien à Rh1, l'Albien à Grn 1, le Sénonien inférieur à LK 1 (Lakratt) et Id 1 (Maida), le Céno-manien à O. G. 20 (13) et à Dj. 2 (Oued Djenane). Comme les plis de l'autochtone ont un grand rayon de courbure, il est peu probable qu'il existe des synclinaux contenant du Sénonien supérieur et, *a fortiori*, du Nummulitique (cf. Ecorché anté-miocène, fig. 14).

Ces faits réconfortent, certes, ceux qui avaient osé charrier l'ensemble de la zone sud-tellienne (14) avant que les sondages n'aient révélé la composition stratigraphique et la structure du substratum antémiocène; mais ils gênent considérablement, les restitutions paléogéographiques.

On sait seulement, grâce aux forages, qu'au Turo-nien et à l'Emschérien, le haut fond médian se main-tient entre l'Atlas saharien et la fosse tellienne et qu'il est le siège de dépôts épinéritiques, extrême-ment minces (cf. fig. 9). L'on imagine, volontiers, que cette crête calcaire ait de nouveau gêné les incursions marines vers le Sud, car dans le synclino-rum des Zahrez, le Sénonien contient d'épaisses couches de sel gemme. D'ailleurs, vers la fin du Santonien, ce haut fond est le siège d'importants

(13) Forage de l'oued Guétérini (champ pétrolier).

(14) Où les terrains nummulitiques couvrent de vastes surfaces.

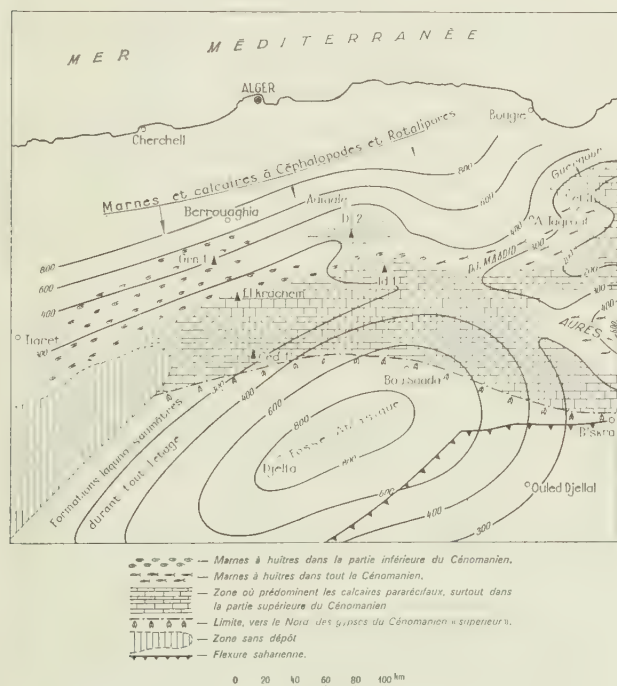


Fig. 9 — Isopaches et faciès du Turonien et de l'Emschérien.

mouvements orogéniques. Les volumineux conglomérats (santonien) et la très nette discordance sous le Maestrichtien en attestent l'ampleur dans les monts du Hodna. De même, à l'Ouest, la transgression aturienne sur le Jurassique de Frenda, sur le Crétacé inférieur de Tiaret et sur le Cénomani d'Aïn Oussera est tout aussi démonstrative.

Nummulitique

Dans tout le pays considéré, les seules séries nummulitiques, appartenant à l'autochtone, sont cantonnées dans une cuvette centrée sur M'Sila et délimitée par la sismique-réflexion et les forages.

Ces formations sont bien connues : à l'Eocène inférieur, correspondent des calcaires phosphatés à silex ; le Lutétien comprend, à l'affleurement, des calcaires à Huitres et Thersitées puis des gypses et argiles blanches. On a cru pouvoir le découper en Lutétien inférieur et Lutétien supérieur ; mais cette séparation est arbitraire puisqu'à l'intérieur du bassin, les évaporites envahissent tout l'étage ; l'Oligocène est constitué par des grès et argiles rouges continentales.

Rappelons que, sur la bordure nord du bassin hodnéen, la partie supérieure de l'Yprésien est transgressive, d'Ouest en Est, sur les « calcaires à silex de la partie inférieure de l'Yprésien » puis sur le Thanétien, le Danien, le Montien et enfin sur les assises terminales du Maestrichtien [M. KIEKEN, 1960].

Miocène autochtone

Au Nord-Ouest de M'Sila, on distingue un premier cycle sédimentaire, formé par des calcaires à algues et des marnes à patine blanchâtre. Au Nord de M'Sila, la série précédente devient continentale et, jusqu'au Dj. Guedil, elle n'est plus représentée que par des conglomérats rouges. Ainsi, dans la zone considérée, les formations marines les plus anciennes du Miocène se situeraient sur l'ennoyage occidental des monts du Hodna, dans la région de Tarmount (fig. 11). Nous l'appellerons « formation de Tarmount ».

La transgression miocène atteint son extension maximale au début du deuxième cycle. Se déposent alors, sur toute la région : des conglomérats et grès de base, puis une épaisse série (1 500 à 2 000 m) de marnes à minces bancs de grès, sur lesquelles reposent en accordance les lames allochtones du Hodna. Ce second ensemble constitue la formation du Ksob. La formation des « marnes à boules jaunes » se dépose sur (et entre) les lambeaux de terrains charriés.

La succession de ces trois formations ne s'observe que dans le Hodna. A l'Ouest, les nappes reposent sur une série miocène beaucoup plus homogène (grès de base et marnes) dont l'épaisseur apparente est variable, car une période d'érosion a précédé les charriages. Le Miocène anté-nappes

n'atteint sa puissance maximale que dans la zone centrale du synclinorium du Tittéri (1 500 m à Guétérini).

La lithologie ne permet donc pas de subdiviser le Miocène du Tittéri, on sait seulement (en se basant sur les données de surface et de sub-surface) que les lambeaux du Hodna se sont mis en place avant les grandes nappes qui s'étendent à l'Ouest [M. KIEKEN, 1956 et 1961].

Malgré le prélèvement de très nombreux échantillons les étapes de la mise en place des lames allochtones n'ont pas pu être précisées par l'étude des microfaunes. Car, jusqu'à une date récente, les dépôts du Miocène anté-nappes (Miocène I) et une partie des séries post-nappes (Miocène II) étaient attribuées au seul Miocène inférieur (15).

Un important effort est fait actuellement pour résoudre ces problèmes de chronostratigraphie. Mais les avis des spécialistes divergent et il est prématuré d'en tirer des conclusions générales.

Il apparaît cependant dès à présent que, dans notre région, l'apparition des Orbulines (16) permet d'introduire une coupure majeure dans le Miocène. Or, dans le Hodna (formation du Ksob et des marnes à boules jaunes) et dans le Tittéri, le Miocène ne contient pas d'Orbulines mais seulement des *Praeorbulines*. *P. glomerata* est présent au sommet du Miocène autochtone [d'après J. LEROUX, comm. orale] et *Praeorbulina* sp. se trouverait dans le tiers supérieur des marnes à boules jaunes (17).

Bien que nous ne disposions pas encore de données paléontologiques suffisamment précises pour dater les divers stades de mise en place des lames de charriage, on peut cependant retracer l'histoire des temps miocènes en indiquant dans quel ordre se sont succédés les événements diastrophiques.

D'après l'examen des cartes géologiques et des données des forages, on aboutit au schéma suivant :

a) Après le dépôt de la formation du Ksob, les premières lames allochtones (Unités du Chouf Djelf et de Mouilah = nappes des Lambeaux Précurseurs)

(15) A l'époque où se situent nos études (1948 à 1964), le « Miocène inférieur » d'Algérie a toujours été pris au sens large, sa limite supérieure étant placée à l'apparition de *Globorotalia menardii*, considérée comme espèce caractéristique du Miocène supérieur. Rappelons que les formes planctoniques étaient encore mal connues, tant au point de vue systématique (beaucoup d'espèces ont été différenciées depuis) que stratigraphique (la Ciperofauna, par exemple, qui servait de comparaison, était alors considérée aux trois quarts comme oligocène, on sait maintenant qu'elle englobe le Miocène).

(16) La distinction entre le Miocène I et le Miocène II ne reposait que sur des arguments de terrain, mais il est évident que l'âge du Miocène I peut varier suivant les méridiens. C. ADDADI, J. DELTEIL et alt. ont, par exemple, signalé la présence d'Orbulines dans le Miocène I d'Oranie [C. R. Acad. Sci., t. 267, p. 557-560].

(17) Les « *Candorbulines* » citées par J. MAGNE [in J. BERTRANEU, 1955] dans la coupe de la Soubella (au niveau des marnes à boules jaunes), sont en fait des *Praeorbulines* [J. MAGNE, comm. orale, 1970]. Mais, en 1955, ces formes n'étaient pas différenciées des « *Orbulina suturalis* » (mises à l'époque en synonymie avec *Candorbulina universa*). L'espèce *O. suturalis* est également signalée par G. CASSAN dans les marnes à boules jaunes ; elle est difficile à déterminer car elle ne diffère de *Praeorbulina* que par des ouvertures supplémentaires souvent mal visibles.

se mettent en place dans le bassin du Hodna. L'écoulement se fait en milieu marin, sans doute après un affaissement brusque du tréfonds, car la masse allochtone, épaisse de 500 m, repose, en pseudo-concordance, sur des marnes à biofaciès épinitrique, voire saumâtre (benthos à *A. beccarii*).

b) Les terrains exotiques sont recouverts par des marnes à boules jaunes. La formation des marnes à boules jaunes comble également les vides que laissent entre elles les lames allochtones (fig. 10 et 11).

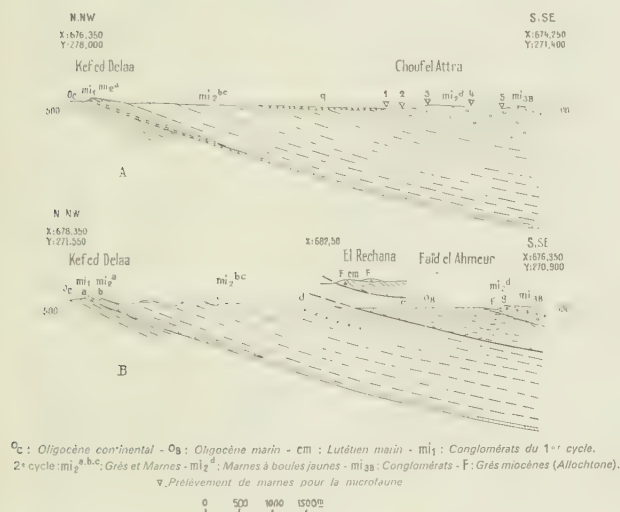


Fig. 10 — Remplacement latéral de l'Unité de Chouf Djelf (em. Ob) par les marnes à boules jaunes (mi2d).

c) Dans le Hodna, trois formations se succèdent dans la partie terminale du Miocène. Ce sont, de bas en haut, les formations du Menaguer, de Selmane et de Magra.

La formation de Menaguer débute par une épaisse barre gréseuse et se poursuit par des alternances de marnes sableuses et de grès. Elle est concordante sur les marnes à boules jaunes.

La base de la formation de Selmane est marquée par des conglomérats et des grès à stratifications entrecroisées (dépôt fluvial); au-dessus se développent des marnes sableuses et des grès grossiers à stratifications obliques. La formation de Selmane est discordante sur la formation de Menaguer, sur les marnes à boules jaunes et repose jusque sur les marnes du Ksob dans la partie occidentale du bassin du Hodna (forages de Draa ben Rabah, DR1-2-3, cf. fig. 11).

La formation de Magra est constituée par des conglomérats continentaux à gros éléments.

d) La discordance, de la formation de Selmane est un fait important car elle permet de placer une coupure majeure au sein du Miocène. On note, en

effet, que les conglomérats de Selmane recoupent en biseau divers termes du Miocène plus ancien. Or, à l'Ouest du Hodna, les nappes telliennes reposent également, en discordance tectonique, sur les divers termes du Miocène et même sur le substratum anté-miocène (au Sud des Biban, l'allochtone repose sur le Sénonien inférieur, cf. fig. 4 et 11). On est assuré qu'une phase de plissement et d'érosion a eu lieu avant le dépôt de la formation de Selmane et avant l'arrivée des grandes nappes telliennes (mésotellienne, épi-tellienne etc.). La zone sud-tellienne et le Hodna ont été recouverts par un vaste glacis sur lequel se sont mis en place, à l'Ouest, les nappes d'écoulement, à l'Est, les conglomérats de base de la formation de Selmane.

L'existence de cette surface morphologique permet d'affirmer que l'arrivée des grandes nappes telliennes est postérieure au dépôt des marnes à boules jaunes et à celui de la formation de Menaguer.

Cette dernière formation est constituée par les déblais fournis par la destruction de reliefs qui ont émergé au cours du Miocène, car elle renferme de gros bancs gréseux et une microfaune lutétienne remaniée. Or, les termes marins du Lutétien n'existent que dans les terrains allochtones, en particulier dans l'Unité de Mouilah, qui était donc exondée. On peut en conclure que la formation de Menaguer s'est déposée dans un bassin résiduel qui s'est maintenu dans le Sud-Est du Hodna pendant qu'une grande partie du Hodna et du Titteri était soumise à l'érosion et aplanie. Ce paysage dans lequel une cuvette endoréique est entourée par de larges glacis n'est pas sans rappeler celui que l'on observe actuellement, dans les dépressions fermées du Hodna et des Hautes Plaines algéroises. A l'Ouest, le schéma précédent peut également être reconstitué, en particulier dans la région de Boughzoul où la sédimentation miocène s'est maintenue dans un étroit sillon (18), situé au pied de l'Atlas saharien et qui recevait les déblais issus des reliefs septentrionaux (Biban, Ouarsenis oriental, revers nord du bassin miocène I). La mise en place de la première Unité de la nappe méso-tellienne (IIa) s'est effectuée dans ce bassin résiduel et les conglomérats miocènes à galets de roches éruptives (issues des nappes en voie d'écoulement) sont discordants sur cette lame allochtone (fig. 11). Environ 500 m de sédiments détritiques se sont accumulés avant que l'Unité suivante (IIb) ne vienne à son tour, échoier dans la cuvette de Boughzoul et mettre fin aux dépôts synorogéniques.

A l'Ouest, les grès de Tiaret sont discordants sur les terrains allochtones et se placent géométriquement au-dessus de la formation de Boughzoul. On les observe sur le flanc sud-ouest du Draa Senak (fig. 11) et on peut les suivre jusqu'au-delà de Tiaret. Ils livrent *Orbulina universa* et correspondent à l'avancée extrême de la grande transgression qui a

(18) Les dépôts de ce sillon résiduel constituent la formation de Boughzoul.



Fig. 11 — Schéma structural des nappes telliennes.

		Allochtone				
Nappes	Unités	Cénomanien Campanien	Maestrichtien	Éocène Inf. Moy.Sup.	Oligocène	Miocène
Numidienne	VIII					
Sous-Numidie	VII-VII Hoche (H) Kalboun / Zennou					
Épithélienne	VI ^b et Aboutville (BT)					
	VI ^c et Bertville (B)					
	VI ^b					
	VI ^a					
	V					
Nappe sud (ou méso-) tellienne	IV-IV ^{bis} et A.Bessem (AB)				Erode	
	III ^b			Loune	Tras. on. locales	
	III ^a					
	III DU (Djelfid)					
	II ^b					
	II ^a			Erode	Erode	
	II KB (Kef el Blat.)				Erode	
	II DR (Rihoun)				Erode ?	
	I				Erode	
	Enduits trias. à la base des Unités					
Nappe du Hodna	MOL					
	Mouilah					
	Chouf Djelf					
Para-Autochtone?	K ¹ et Hamra (KH)					
Para-Autochtone	Syncl. de Boghroun	Cénomanien à Emischnien des M'Zaouia (Zennou)	Erode	Erode	Erode	

essentiels qui permettent d'introduire une coupure majeure au sein de cette épaisse série sédimentaire (plus de 2 000 m dans le Hodna). Cette période d'érosion précède l'écoulement par gravité d'un vaste ensemble allochtone, car l'événement le plus important de l'histoire du Miocène est, assurément, la mise en mouvement d'énormes masses sédimentaires qui, parties du Nord, sont venues combler le synclinorium du Titteri et sont mêmes parvenues jusque dans le Hodna.

Dans le sens Nord-Sud, ce grand lambeau allochtone recouvre d'un seul jet, trois feuilles au 1/50 000, c'est dire qu'il atteint une largeur de 60 kilomètres. Dans le sens Est-Ouest, on le suit, à travers cinq feuilles au 1/50 000, soit sur 150 kilomètres. A l'Ouest, l'exhaussement de la transversale de Letourneux a provoqué une intense érosion qui a isolé quelques klippes. Mais on sait, depuis les travaux de M. MATTAUER et de J. POLVECHE que les nappes se poursuivent, au moins jusqu'à Relizane (19). A l'Est, la surrection de la chaîne hodnéenne a scindé l'ensemble allochtone en deux branches. Il persiste, au Sud, quelques lambeaux charriés qui constituent les Unités de Mouilah et du Chouf Djelf, du Hodna ; mais la branche septentrionale, de loin la plus importante, se suit, sans discontinuer sur les feuilles Mansourah et Bordj bou Arreridj, étudiées par A. CAIRE et se termine sur celle d'Aïn Tagrout, levée par A. de SPENGLER.

Enfin, on a pu prouver, [M. KIEKEN, 1964], que cette masse allochtone se retrouvait sur le flanc nord des Biban et que, dans ce secteur, la chaîne bibanique a valeur de fenêtre tectonique.

eu lieu après la mise en place des nappes de charriage (premier cycle du Miocène II du bassin du Chélif). Il semble d'ailleurs que les terrains allochtones, en particulier ceux de l'Unité IIb (charriés jusqu'au bord nord de l'Atlas saharien), aient fait obstacle à la progression de la mer et que la jonction entre le bassin de Tiaret et le bassin résiduel du Hodna (formation de Selmane) n'ait pas pu s'établir.

Il est difficile de savoir à quelle formation du Hodna correspondent les grès de Tiaret ; car dans le Hodna, la zone à *Orbulina universa* n'a pas été reconnue. On peut penser que la formation de Selmane s'est déposée après que les grandes nappes telliennes se mettaient en place dans le Titteri. Les grès de Tiaret étant post-nappes, on est tenté de les mettre en équivalence avec la formation de Selmane. Ce problème ne pourra être résolu qu'après une révision complète des microfaunes du Miocène de ces régions, encore faut-il que la succession des biozones planctoniques soit solidement établie pour l'Algérie.

En résumé, bien que la révision des microfaunes du Miocène de la zone sud-tellienne et du Hodna n'ait pas encore permis d'établir une stratigraphie fine, on peut cependant rétablir la succession des événements qui se sont déroulés au cours de cette période. La formation d'un glaciaire et l'existence de cuvettes résiduelles sont, à notre avis, des faits

B - STRATIGRAPHIE DE L'ALLOCHTONE

Depuis 1930, les géologues ont constaté que la zone sud-tellienne était fort complexe et n'ont pas tardé à incriminer ces perturbations à des manifestations diapiriques du Trias.

On sait, aujourd'hui, que cette complexité résulte d'un charriage de grand style. Et cette interprétation ne doit être perdue de vue, à aucun stade des études géologiques. Il n'est, en particulier, pas possible de se consacrer à l'examen des coupes stratigraphiques, sur des portions même minimes de ce territoire, en faisant abstraction du contexte tectonique. Il serait, de même, tout à fait artificiel de décrire la stratigraphie des séries allochtones en la dissociant du canevas structural.

D'ailleurs, l'évolution des dépôts ne prend un aspect cohérent qu'à partir du moment où les diverses coupes sont replacées et agencées dans l'édifice tectonique.

Vu l'extrême morcellement de ces terrains charriés, on a été amené à distinguer plus de vingt Unités tectoniques. Chacune d'elles est limitée par des

(19) Les travaux des élèves de J. POLVECHE montrent qu'elles doivent se poursuivre jusqu'à la frontière algéro-marocaine.

contacts anormaux majeurs et presque toutes présentent des particularités stratigraphiques qui les différencient des Unités voisines. C'est dire qu'une description détaillée serait nécessairement fort longue. On ne mentionnera ici que les caractéristiques essentielles de chaque Unité (ou groupe d'Unités) afin de dégager une vue d'ensemble, aussi nette que possible, des formations sédimentaires allochtones.

Le schéma structural ci-joint (fig. 11) donne l'extension de chacune de ces Unités tectoniques. Mais pour faciliter les descriptions et aussi pour tenir compte des affinités faciologiques qui existent entre certaines Unités, on peut regrouper les lames élémentaires dans de grands ensembles allochtones qui constituent des nappes, bien définies par leur contenu stratigraphique, par les faciès de leurs séries (qui se différencient des faciès observés dans les termes synchroniques des autres Unités) et par leur position dans l'édifice tectonique sud-tellien.

On constate, en effet, que les Unités inférieures (I, IIa, IIb, IIBK, IIOR, III DJ, IIIa, IIIb, IV, IV bis et d'Ain Bessem) sont essentiellement constituées par des séries tertiaires et que celles-ci ont, toutes, un cachet épinéritique. Nous les avons rassemblées dans la *nappe méso-tellienne* (20). Notons que le Trias n'y apparaît que d'une manière sporadique. Les Unités du Hodna (Chouf Djelf, Mouilah) contiennent également des sédiments de faciès épinéritique mais, comme elles se sont mise en place avant la nappe méso-tellienne, nous les avons groupées dans la *nappe des Lambeaux Précurseurs*. De plus, les Unités du Hodna reposent en pseudo-concordance sur les strates du Miocène I, alors que les divers termes de ce Miocène I se biseautent sous le plan de charriage de la nappe méso-tellienne (21).

Dans les Unités supérieures (V, VIa, VIb, VIc, VI bis, Bertville) le Sénonien supérieur couvre de vastes surfaces. L'on ne peut cependant pas en tirer argument pour affirmer que la nappe méso-tellienne représente la couverture originelle de ces Unités, car l'Oligocène affleure largement dans l'Unité V et l'Eocène fait suite au Crétacé dans les Unités VIa et VIb. Ce groupe d'Unités se distingue nettement du précédent car toutes les formations ont un faciès infranéritique très net. On note que le Trias apparaît en films, minces mais quasi-ininterrompus, à la base de chaque unité et il est non moins remarquable que les formations crétacées et éocènes sont totalement dépourvues d'apports clastiques. L'ensemble de ces lames constitue la *nappe épitellienne*.

Au-dessus, des formations détritiques d'âge maestrichtien et miocène apparaissent dans les Unités VIc, VII, de Hoche et du Kalboun-Zenoun. Les débris

de toute nature deviennent de plus en plus nombreux et de plus en plus volumineux si l'on progresse de l'Unité VIc à l'Unité de Hoche ou son équivalent, celle du Kalboun-Zenoun. Toutes ces Unités reposent sur une sole, souvent spectaculaire, de roches triasiques. Nous les avons groupées dans la *nappe sous-numide* (21 bis).

Enfin, au sommet de cet empilement, vient l'Unité VIII, essentiellement formée par des grès chattiens de faciès numidien. Un film de Trias souligne fréquemment la surface listrique de cette lame ultime qui correspond à la *nappe numidienne*.

Pour être complet, ajoutons que deux Unités particulières existent à la base de l'édifice allochtone. Ce sont, à l'Ouest, le syndinical décollé de Boghar qui a été entraîné sous les nappes, (c'est donc du para-autochtone) et, au Nord, l'Unité de la Koudiat el Hamra que l'on rattache également, au para-autochtone (elle correspond, sans doute, aux séries du flanc nord des Biban, entraînées sous les nappes telliennes).

Le canevas général étant ainsi esquissé, rappelons que, hormis le Trias, ces diverses Unités renferment des terrains qui vont de l'Albien au Miocène.

On les décrira succinctement.

Albien

Les terrains de cet âge ne sont connus que dans la nappe épitellienne et n'apparaissent que dans la partie frontale de certaines Unités.

Les grès quartzitiques et les argiles à patine brune de l'Albien inférieur dessinent une longue lanière au flanc sud-ouest du Kef Lakdar (Unité V) ; on en connaît un autre pointement au Dj. Koukou, dans la semelle de l'Unité VII, sur le flanc ouest du Dj. Bou Maïz.

L'Albien supérieur, calcaire, est associé, en chicanes, aux affleurements précédents. Il est connu également au front des Unités VIa et VIb sous la forme de calcaires à empreintes d'Ammonites et *Ticinella roberti*, *Thalmaninella ticinensis*.

Cénomanién

Il est également pincé dans les écaillles frontales des Unités VIa, VIb et VIc. Dans les deux premières, il s'agit de marnes grises à Rotalipores, coupées par des calcaires en plaquettes.

Dans l'Unité VIc, des marnes sèches à bancs dilacérés de calcaires siliceux et de calcaires à débris d'Huitres, fournissent une microfaune de l'Albien supérieur et du Cénomanién.

Turonien - Sénonien inférieur

Les formations de cet âge ne sont guère visibles qu'à l'état des lames disjointes qui, associées aux terrains précédents, forment des zones très complexes dans la partie distale des Unités I, VIa et VIb. Elles affleurent plus largement dans l'Unité VI bis et dans celle d'Aboutville.

(21 bis) Qui correspond à la dernière unité d'origine tellienne ; les nappes suivantes proviennent du domaine kabyle (voir plus loin).

(20) Dénommée, auparavant : « sud-tellienne », mais ce terme prêtait à confusion avec la zone « sud-tellienne » qui a un sens néogéographique : zone située au Sud des grands massifs du Tell (Ouarsenis, Biban).

(21) C'est pourquoi nous rattachons le M. O. L. (unité à matériel Miocène, Oligocène, Lutétien) à la nappe méso-tellienne, car il est en discordance tectonique sur le Miocène du périclinal occidental des monts du Hodna (cf. fig. 11).

Au Turonien, correspondent des calcaires à silex et des marnes gris-bleu à concrétions gypseuses, nombreux bancs centimétriques de calcaires blancs et couches métriques de glauconite. Les marnes turoniennes se rencontrent aussi dans la semelle (22) du Mehazem K'bir (Unité I).

Dans les Unités VIa et VIb, le Sénonien inférieur est également constitué par des marnes grises à microfaune caractéristique. Dans l'Unité VI bis, située sur la feuille O. Okris, entre le Sénonien inférieur des Biban et le Sénonien supérieur de l'Unité VIc, apparaissent des marnes et bancs de quartzites argileux (siltstone) à patine rousse. La microfaune se réduit à quelques *Globotruncana* sp, mais au Nord des Biban une série de même aspect (de l'Unité d'Aboutville) a livré des Rosalines du Coniacien.

Un faciès particulier se manifeste au Djebel Kasbah (Unité I) sous la forme de marnes à lumachelle d'Huitres. La microfaune est riche en Arénacés

et Ostracodes mais renferme aussi : *Sigalia deflensis* et *Globotruncana concavata* du Santonien.

Campanien

Le Campanien se présente sous un aspect très uniforme, avec, à la base, des marnes noires, dures, fissiles, et au sommet, une barre de 40 à 50 m de calcaires noirs, à patine gris-clair, très finement rubanés. Elle contient *Globotruncana calcarata* du sommet du Campanien.

Maestrichtien

A partir du Maestrichtien, les descriptions stratigraphiques n'ont plus le caractère de faits ponctuels, qui n'ont qu'un intérêt documentaire. Les formations du Maestrichtien et du Tertiaire affleurent, par contre, largement dans les Unités sud-telliennes ; l'analyse détaillée de ces terrains permet de suivre l'évolution de leur faciès à travers l'édifice allochtone. (Cf. fig.12).

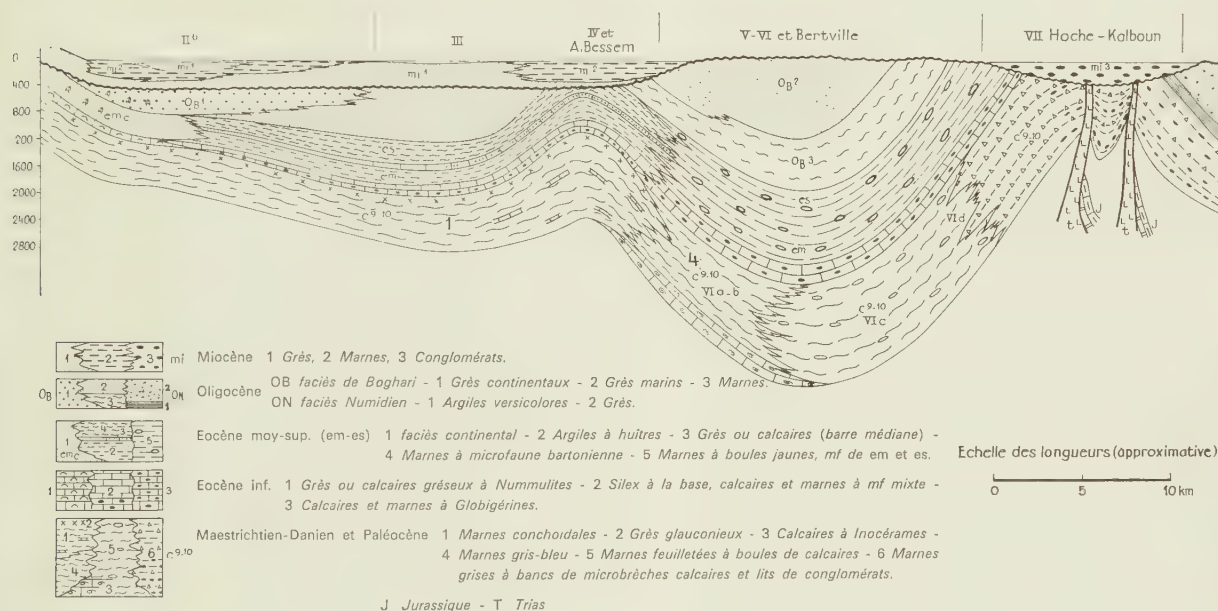


Fig. 12 — Reconstitution stratigraphique des terrains contenus dans les nappes sud-telliennes.

Dans la nappe méso-tellienne, la Maestrichtien est connu par endroits, dans les Unités IIa et IIKB et, en plaques plus vastes, dans l'Unité IV. Il s'agit de marnes grises, conchoïdales, coupées de bancs déci-

métriques de calcaires blancs, fendillés perpendiculairement aux plans de stratification. La microfaune se réduit à de rares débris d'Inocérames. La macrofaune est caractérisée par : *Globotruncana stuarti*, *Glt. contusa*, etc. Elle renferme aussi, fréquemment, des Ostracodes et des Nonionelles, qui révèlent un milieu sédimentaire épinéritique (c'est-à-dire que la tranche d'eau n'excède pas 200 m).

Dans les Unités inférieures de la nappe épitellienne (VIa - VIb), le Maestrichtien débute par des calcaires marneux beiges, recouverts d'empreintes de grands Inocérames (du groupe *regularis*) puis viennent des

(22) Le Turonien (et le Sénonien inférieur) du Mehazem K'bir occupe une position tellement aberrante que sa classification tectonique est très difficile ; on l'a même incorporé dans l'Unité VI [CHEVILLY, KIEKEN, SPENGLER, 1955]. Nous pensons qu'il s'agit, en fait, d'un lambeau de poussée qui a été arraché à la zone bibanique. Ceci suppose une profonde érosion anté-nappe des Biban et corrobore les hypothèses qui seront émises plus loin sur le rôle joué par les Biban, au cours du Miocène.

marnes grises uniformes qui contiennent une microfaune moins benthique que dans la nappe méso-tellienne avec un fort pourcentage de Rosalines et quelques Gumbelines et Arénacés.

On trouve des formations très différentes dans l'Unité VIc et dans son symétrique sur le flanc nord des Biban : l'Unité de Bertville. Au-dessus des calcaires à *Globotruncana calcarata*, le Maestrichtien débute par des argiles feuilletées brunes, à lits centimétriques de silstone. Ce faciès se voit bien dans les lacets de la route qui passe au col du Dira (23). Au-dessus viennent des marnes argileuses à rares bancs de calcaire et enfin des marnes bleues à grosses boules de calcaires jaunes.

La microfaune se raréfie mais demeure essentiellement pélagique, ce qui s'accorde bien avec le faciès de ces formations que l'on peut considérer comme infranérétiques voire bathyales.

L'entrée dans la *nappe sous-numide* ne se marque pas par des modifications spectaculaires. Les argiles feuilletées s'observent encore à la base de l'Unité VIId ; les marnes sus-jacentes contiennent une plus grande proportion de niveaux calcaires mais il faut avoir recours aux lames minces pour constater que des fragments remaniés sont enrobés dans la pâte calcareuse. Il s'agit essentiellement d'*Orbitolines* roulées.

Dans l'Unité plus élevée (VII) les argiles brunes ne s'observent plus et les bancs calcareux se succèdent à une cadence accélérée. Il s'agit de microbèches à ciment calcaire dans lequel s'observent de nombreux prismes d'Inocérames et des gravelles de calcaire fin, de calcaires oolithiques, de calcaires à *Pithonelles*, de silstone, des débris d'Echinodermes et des *Orbitolines* roulées.

Les Unités supérieures de la nappe sous-numide dites du Kalboun-Zenoun (Sud des Biban) et de Hoche (Nord des Biban) renferment une formation maestrichtienne tout à fait spéciale car les remaniements se traduisent ici par des bancs de gros galets ou de blocs, dans lesquels on reconnaît : des cargneules et dolomies du Trias, des roches éruptives diverses, ophites, gabbros, dolérites) qui entrent également dans le cortège habituel des roches associées aux lames de Trias, des calcaires bitumineux à *Radiolaires*, des calcaires à silex (Turonien), des calcaires à *Rotalipores* et *Ammonites* (Cénomannien), des calcaires à *Praealvéolines*, *Orbitolines*, *Trocholines*, *Cunéolines*, etc. Les prismes d'Inocérames sont abondants.

Les interbancs marneux fournissent une microfaune du Maestrichtien. Mais celle-ci ne se récolte que dans l'Unité de Hoche ; au Dj. Kalboun et au Dj. Zenoun, le Sénonien n'est constitué que par des conglomérats à gros éléments.

Danien et Paléocène

Le Danien peut localement être identifié grâce à une microfaune caractéristique, riche en *Globorotalia pseudobulloides* et *Globigerina triloculinoïdes*.

Il est marneux, et, dans la pratique, indiscernable des marnes maestrichtiennes.

Dans la *nappe méso-tellienne*, les marnes paléocènes constituent, dans bien des cas (Unités I, IIa, IIb, II KB, IIIa, III DJ) la semelle lubrifiante, sur laquelle les terrains nummulitiques ont dérapé. Elles sont constamment glauconieuses et armées, vers leur sommet, de deux bancs métriques de grès glauconieux et phosphatés.

Dans la *nappe épi-tellienne*, les marnes sont totalement dépourvues de grains de glauconie et la distinction entre Danien et Paléocène ne ressort que de l'examen des microfaunes.

Pour l'instant, le Danien et le Paléocène n'ont pas été reconnus dans les Unités des nappes sous-numide et numidienne de l'Algérois.

Eocène inférieur

Il correspond à l'ancien étage « Suessonien » des géologues de la Berbérie et comprend le Thanétien, l'Yprésien et une partie du Lutétien inférieur. L'Eocène inférieur (au sens large) est constitué par un ensemble monolithique de roches calcaires, coupées de lits ou rognons de silex. En dehors des grès du Néogène, c'est bien la seule assise indurée qui puisse se suivre à travers toute la région. C'est un repère cartographique aisément repérable et de plus, fort utile car lui seul donne une image fidèle des contraintes tectoniques auxquelles ont été soumises les formations charriées ; les plissements et écaillages qui affectent les marnes sous et sus-jacentes sont, le plus souvent, indécélables. L'Eocène inférieur a, de ce fait, été examiné avec la plus grande attention.

En synthétisant les quelques dizaines de coupes dont nous disposons, on aboutit aux constatations suivantes.

Dans l'Unité I, les lumachelles à Nummulites, enrobées dans des grès calcareux, se succèdent sur deux cents mètres de hauteur. L'Eocène inférieur a été érodé dans l'Unité IIa, mais on le connaît dans l'Unité IIb où il offre une nette gradation de faciès. Dans les écaillures méridionales (région de Birine - Dj. Naga - Oum al Hanndouss) l'Eocène inférieur est constitué par 50 à 100 m de calcaires où les Nummulites sont encore abondantes, mais la formation n'a plus le caractère subrécifal qu'on lui accorderait volontiers dans l'Unité I. A Birine, la proximité du rivage est attestée par de gros blocs (éboulis ?) de quartzites albiens. Plus au Nord, dans les écaillures du Bled bet Saleb et du Rhared Deba, les Nummulites n'apparaissent plus que dans quelques niveaux bien distincts et ont tendance à se cantonner dans la partie supérieure de la formation, c'est-à-dire dans

(23) On le reconnaît aussi, en bordure de la route Aumale-Alger, au Nord de Tablat. Mais sa situation tectonique y reste à préciser.

les grès du Lutétien inférieur. Le reste de la série acquiert un aspect que l'on retrouvera désormais dans toutes les Unités de la nappe méso-tellienne : la base est soulignée par un niveau (4 à 5 m) de calcaires à très gros silex noirs. Au-dessus, vient une alternance de marnes indurées et de marno-calcaires parfois dolomitiques. La fraction calcaire varie légèrement d'une coupe à l'autre, de même que le pourcentage des espèces pélagiques. Les lavages et plaques minces sont généralement riches en Globigérinidae (*Globigérina soldadoensis*, *Globorotalia rex*, etc.) mais contiennent aussi, en proportion à peu près égale, des espèces benthiques (Lenticulines, Bulimines, Nodosaires, etc.). Il s'agit donc d'un dépôt mixte qui se trouve à mi-chemin entre les calcaires à Nummulites que nous venons de décrire et les calcaires à Globigérines qui seront examinés plus loin.

Cet Eocène inférieur de faciès mixte se maintient dans les écaïles septentrionales de l'Unité IIb (Mezelech, Kef Négailou) dans l'Unité du Kef el Blat (II KB), dans les Unités III et dans l'Unité IV. On note cependant que dans les écaïles de Mezelech et du Kef Négailou, les grès du sommet de la formation sont dépourvus de Nummulites et que dans les Unités III et IV ils passent à des calcaires gréseux ; ceux-ci ont été recoupés par les sondages de l'oued Guétérini où ils constituent l'un des meilleurs niveaux producteurs de ce petit champ pétrolifère.

D'une Unité à l'autre, c'est-à-dire du Sud au Nord, l'Eocène inférieur augmente d'épaisseur : 70 m au Kef Négailou (IIb), 100 m à Guétérini.

L'Eocène d'Aumale (IV bis) s'intègre difficilement dans ce schéma. On trouve là des calcaires glauconieux et phosphatés, à rognons de silex dispersés dans la masse. De plus, il est très mince (20 à 25 m) et contient, à la base, des galets empruntés au Crétacé et même au Trias. On retrouve une formation analogue dans l'Unité d'Aïn Bessem, mais les traces de remaniement s'y réduisent à des grains de quartz.

Dans la nappe épitéllienne, le contraste est total, à tous égards. D'abord, le faciès est extrêmement uniforme, ensuite la formation est très épaisse (la puissance de 200 m est souvent dépassée). Enfin, les silex ne sont plus relégués à la base de l'Eocène mais se rencontrent à n'importe quel niveau. Le calcaire lui-même est d'un blanc cru, à cassure brune ou gris-sombre. En lames minces, il apparaît comme une véritable « purée » de Globigérines (*Globigérina soldadoensis*, *G. gravelli*, *G. linaperta*, *Globorotalia aragonensis*, etc.). Les espèces benthiques se réduisent à de très rares spécimens. Bref, l'Eocène inférieur de la nappe épitéllienne revêt un faciès infranérétique qui est en accord avec ce qui se passait dans la même zone, au Maestrichtien.

Les calcaires à Globigérines se retrouvent, par place, dans la nappe sous-numide ; mais l'abondance des galets de calcaires yprésiens, dans le Miocène de cette Unité, prouve qu'une grande partie de ces dépôts a été déblayée par l'érosion.

Lutétien supérieur

Dans la nappe des Lambeaux Précurseurs (principalement dans l'Unité de Mouilah), le Lutétien supérieur est constitué par des argiles brunes à *Virgulina danvillensis* et par des lumachelles à *Ostrea bogharensis* : formation marine qui contraste avec les dépôts lagunaires observés sur le flanc sud des monts du Hodna.

Dans les autres Unités telliennes, le schéma stratigraphique se calque sur celui du Suessonien (cf. fig. 12), mais on constate que la régression marine, connue au Lutétien dans l'autochtone du Hodna, a également affecté la patrie des terrains allochtones.

Dans l'Unité I, le Lutétien supérieur commence par un niveau phosphaté, discordant sur les grès calcaireux à Nummulites ; viennent ensuite des marnes glauconieuses et phosphatées à dents de Sqaules, des argiles brunes à *Ostrea multicostata*, *Thersitea coquandi*, *Pereiraia strombiformis*, des argiles rouges à bancs de gypse, des calcaires gréseux, perforés, à dragées de quartz et grosses huitres (*O. roncana*), de nouveau des marnes argileuses brunes à Huitres et Thersitées, celles-ci admettent, au sommet, des bancs de grès fins, quartzitiques et glauconieux. Le tout à environ 700 m d'épaisseur.

On est dans une zone de bordure du bassin où alternent des termes marins et des termes continentaux.

Le caractère littoral est aussi net dans l'Unité IIb. A Birine, le Miocène est discordant sur le Lutétien inférieur ; mais, à quelques kilomètres au Nord, au forage d'El Kelkha (Kr 1), le Lutétien sup. est représenté par des argiles rouges et vertes, coupées de bancs de grès à ciment gypseux. Dans l'écaïlle de Blet bet Saleb, sus-jacente, des niveaux de calcaires à *Ostrea multicostata* prennent la place des bancs gréseux du Sud. Mais un épisode saumâtre coupe encore la formation vers le tiers supérieur. Il s'agit de 30 à 40 m de grès grossiers admettant à la fois des lumachelles d'huitres et des bancs de gypse.

Cette cuesta gréseuse est un précieux fil conducteur. A Bled bet Saleb, elle est surmontée par des argiles azoïques, mais, dans les écaïles tectoniquement plus élevées, au-dessus de l'Eocène inférieur, la succession s'établit comme suit, de bas en haut :

a) Marnes argileuses, brun-rouille (teinte caractéristique) à lumachelles à Huitres et Thersitées.

b) Grès en gros bancs décimétriques alternant avec des calcaires à Huitres.

c) Marnes noires à patine brune, riches en microfaune de l'Eocène supérieur (Bartonien) dont *Globigérinita dissimilis*, *Globorotalia cocoensis*, *Hantkenina alabamensis*, *Bulimina jacksonensis*, *Bul. truncana*, *Spiroplectammina mississippiensis*, etc.

On retrouve la même succession dans les Unités III et, en particulier, au Kef Djelid (III DJ) où les marnes brunes du terme (c) admettent de gros bancs de grès glauconieux.

Dans l'Unité IIIa, le terme médian gréseux (b) s'amenuise. On le retrouve encore dans l'Unité IV mais il passe alors à une barre unique de calcaires gréseux, épaisse d'une quinzaine de mètres. Le caractère détritique s'estompe nettement, le ciment calcaire devient prédominant, c'est pourquoi ce réservoir du champ de Guétérini n'a fourni qu'une faible production d'huile.

Dans cette même Unité IV, les marnes supérieures ne contiennent pas de faune. Elles appartiennent soit au Lutétien supérieur, soit au Bartonien ; mais, de toute manière la partie terminale de l'Eocène est très réduite, du fait de l'érosion qui a précédé la discordance miocène.

Dès que l'on entre dans le domaine de la *nappe épitellienne*, on cherche en vain les marnes brunes à Huîtres qui repéraient de loin dans la nappe méso-tellienne. Elles n'existent plus et sont remplacées par des marnes grises, sans cachet particulier. On les confond d'autant plus facilement avec les marnes maestrichtiennes qu'elles contiennent elles aussi des boules de calcaires jaunes. Leur microfaune est cependant très différente. A la base, elles sont datées du Lutétien supérieur par *Virgulina danvilensis*, *Nonionella insecta* ; au sommet, elles renferment *Hantkenina dumblei*, *Truncorotaloides topilensis* et *Globigerina cf. ouachitaensis* du Lutétien terminal. Les espèces du Bartonien n'ont pas été récoltées.

Cette formation très épaisse (1 000 m), où toute trace de macrofaune a disparu, a donc un faciès épinéritique, on dirait même bathyal si l'on disposait de critères suffisants pour choisir entre ces deux termes.

Oligocène

Dans la *nappe des Lambeaux Précurseurs*, l'Oligocène est représenté, dans la partie ouest de l'Unité du Chouf Djelf, par des argiles à microfaune saumâtre et des grès rouges et, dans l'Unité de Mouilah, par des marnes grises à microfaune pélagique. Le contraste est de nouveau très net avec les terrains autochtones du monoclinale nord du Hodna, où l'Oligocène est formé par des couches rouges, continentales.

Dans les autres unités allochtones, on observe une gamme complète de sédiments, étalée entre une zone continentale et une zone marine infranéritique. Le territoire émergé, qui couvrait le Hodna, s'étendait donc vers le Nord dans le domaine du futur allochtone.

Dans la *nappe méso-tellienne*, l'Oligocène n'est pas connu dans les Unités I, IIa, II KB, IV, IV bis et d'Ain Bessem où il a été érodé avant la transgression miocène. Mais les indications fournies par les affleurements des Unités IIb, IIIa, III DJ et localement IIIb sont suffisamment explicites pour que l'on puisse reconstituer la succession des dépôts.

Dans la partie méridionale de l'Unité IIb, l'Oligocène rappelle beaucoup celui du Hodna. Il est également continental et également constitué par des grès et argiles rouges, azoïques. Le caractère marin ne se manifeste que dans les écaillies septentrionales où des grès à *Pecten arcuatus* s'intercalent dans les couches de grès rouges.

Mais les formations franchement marines ne prennent leur plein développement que dans l'Unité III. Formées d'épaisses barres gréseuses, elles dessinent alors les crêtes rectilignes du Titteri et constituent la formation des « grès de Boghari » (24). La macrofaune est concentrée dans quelques gîtes, dont le plus célèbre est celui du Ksar de Boghari. Les intervalles marneux fournissent constamment des microfaunes caractéristiques telles que : *Globigerina venezuelana*, *Globigerinita dissimilis*, *Clavulinoïdes szaboi*, *Spiroplectammina carinata*.

Les grès se répètent en de multiples écaillies ; ils sont quasiment identiques à ceux du Miocène. Fort heureusement, un conglomérat fossilifère se place souvent à la base de la formation supérieure.

Du fait de la tectonique, il est difficile de trouver une série complète. Les épaisseurs les plus fortes se mesurent au Kef Djelid (350 m) et au Kef Maskar (800 m).

Dans la *nappe épi-tellienne*, l'Oligocène n'affleure que dans l'Unité V. Il forme le grand synclinal dit « de Maginot » qui s'étend d'Est en Ouest sur 50 kilomètres pour une largeur maximale de 10 kilomètres.

A l'Ouest, il contient une puissante armature gréseuse alors qu'à l'Est, il est essentiellement marneux. On a longtemps pensé qu'il s'agissait d'un passage de faciès des grès aux marnes. En fait, cela n'est pas évident, car, à l'Ouest, entre le Lutétien à boules jaunes et les grès, s'intercalent 800 à 900 m de marnes grises, riches en microfaune pélagique. Les bancs gréseux forment la masse imposante du Kef Ladkar qui culmine à 1 437 mètres. Il s'agit de grès à grains moyens, disposés en bancs métriques couverts de ripple-marks et qui se succèdent sur un millier de mètres. La faune y est très rare, mais quelques passées marneuses ont livré des foraminifères caractéristiques.

L'examen attentif de la carte topographique et des photographies aériennes révèle que les barres gréseuses sont coupées en biais par le contact frontal qui fait chevaucher l'Unité V sur l'Unité IV. Seule la série marneuse inférieure se poursuit à l'Est ; elle ne représente donc que la base de l'Oligocène. Ces marnes reposent anormalement sur celles du Lutétien supérieur de l'Unité IV avec insertion locale d'un enduit triasique. Dans la cuvette de l'oued Defila, elles forment une grande klippe, posée à plat sur les terrains de l'Unité IV (cf. feuille 1/50 000 Maginot).

(24) Ces grès appartiennent à l'Oligocène et au Miocène. Pauvres en macrofaune et impliqués dans une tectonique en écaillies, ils ont donné lieu à de multiples controverses (voir J. FLANDRIN, 1948, p. 281).

Sur la feuille Maginot, un contact anormal à Trias sépare les marnes oligocènes de l'Unité V des marnes lutétiennes de l'Unité VIa ; mais cet accident mécanique s'estompe vers l'Ouest et, sur la feuille Souagui, l'Oligocène et l'Eocène moyen (25) ne sont plus séparés que par un accident mineur ; dans ce secteur, les Unités V - VIa font partie d'un même ensemble structural.

La *nappe numidienne* (Unité VIII) est uniquement formée par des argiles versicolores et des grès anisométriques où les passées à dragées de quartz alternent avec des barres quartzitiques.

Les grès sont azoïques, les argiles fournissent de rares *Globigerina venezuelana* et *Catapsydrax dissimilis*. En d'autres points d'Algérie, les argiles contiennent des passées de grès à Lépidocyclines et Miogypsines du Chattien. Le Numidien ne montrant guère de variations de faciès à travers toute l'Algérie, il est probable que les argiles et grès de notre Unité VIII appartiennent également à l'Oligocène supérieur.

Miocène

Les affleurements miocènes ont une répartition bien définie. On les trouve d'une part dans la nappe méso-tellienne et d'autre part dans la nappe sous-numide.

Dans la *nappe méso-tellienne*, le Miocène est discordant sur le Lutétien supérieur des Unités I, II KB, IV et IV bis, sur l'Eocène inférieur dans la partie sud de l'Unité IIb, sur le Paléocène dans l'Unité IIa. Les mouvements tectoniques anté-miocènes que nous avons observés dans l'autochtone situé au Sud des Biban, ont donc eu leur réplique dans la patrie de l'allochtone, c'est-à-dire dans les régions situées au Nord des Biban.

La transgression miocène fut certainement l'une des plus importantes qui ait eu lieu dans cette partie de l'Afrique du Nord. Dans une aire sédimentaire aussi vaste, l'évolution des faciès est beaucoup moins rapide et il n'est pas étonnant que le Miocène des séries allochtones ait un aspect assez uniforme. Comme dans le Hodna, on note cependant qu'une première et timide incursion marine a précédé la transgression générale. Dans certaines unités (I, II a, II KB) le Miocène débute, en effet, par des couches blanches ou rouges d'argiles, de grès et de gypses (d'où la dénomination de « Miocène versicolore » qu'on peut lui appliquer). On y observe quelques bancs d'Huitres et de rares passées marneuses à microfaune marine. On peut paralléliser cet ensemble avec les niveaux du premier cycle du Hodna ; mais en l'absence de faune caractéristique, il s'agit, peut-être, d'une assimilation un peu trop systématique et il est plus sage d'y voir les signes avant-coureurs de la grande transgression marine.

Le terme de base de cette deuxième formation consiste en un banc conglomératique à galets de silex yprésiens et de calcaires lutétiens. Puis se succèdent des marnes et grès, en proportion variable d'une Unité à l'autre. Les grès prédominent nettement dans les Unités inférieures (I, II, III) alors que dans l'Unité IV, ils ne s'observent qu'à la base de l'étage, le reste étant constitué par des marnes conchoïdales, parfois difficiles à séparer de celles du Maestrichtien.

Dans l'ensemble, on constate donc que le pourcentage des éléments clastiques diminue au fur et à mesure que l'on s'éloigne du rivage primitif du bassin.

La *nappe sous-numide* renferme, par contre, un Miocène tout à fait particulier. Il s'agit essentiellement d'une série conglomératique à galets de roches éruptives (granites, diorites) de calcaires primaires à *Tentaculites* et *Orthoceras*, de calcaires secondaires à *Calpionelles*, ou à *Rotalipores*, ou à *Rosalines*, et enfin des roches détritiques du Tertiaire dont des brèches lutétiennes à galets de Tithonique, des grès à grandes Nummulites, des grès oligocènes (faciès de Boghari et Numidien).

Cette assise détritique est souvent très épaisse. Au Djebel Fahl, elle constitue à elle seule la quasi-totalité de l'étage ; au Dj. bou Rhida, des grès et marnes, riches en microfaune, lui sont superposés. Au Bou Maïz, les conglomérats sont riches en éléments d'origine tellienne ; les marnes et grès sus-jacents fournissent une abondante macrofaune, étudiée par E. FICHEUR [1917].

Tel est, en bref, le contenu stratigraphique des Unités tectoniques telliennes. Il reste à démontrer que ces terrains font partie d'un grand ensemble allochtone, à envisager dans quelles régions ils ont pu se sédimenter et à imaginer par quel processus ils sont parvenus à leur emplacement actuel.

TECTONIQUE

Réalité de l'allochtone

Nous avons déjà dit dans l'introduction de la présente note comment nous étions parvenus, à la conviction qu'un vaste ensemble allochtone existait dans la partie de la zone sud-tellienne comprise entre les méridiens de Letourneux et de M'Sila.

Sans développer ici (26) d'une manière détaillée toutes les données qui étayent cette interprétation, il nous paraît souhaitable de rappeler les arguments qui nous semblent les plus probants.

Si l'on aborde les Unités telliennes à Aumale, on voit, sous les remparts mêmes de la ville, que le contact basal est souligné par un liséré de Trias.

(25) La présence de Bartonien n'a pas été reconnue. Il s'agit soit d'une lacune stratigraphique, soit, plus simplement, d'un échantillonnage trop lâche.

(26) Un exposé plus complet est fait dans « Etude géologique du Hodna, du Titteri et de la partie occidentale des Biban » (département d'Alger, Algérie) (à paraître).

Dans les plaines qui s'étalent, comme des golfes, au pied des collines nummulitiques et miocènes, le voile des alluvions est déchiré par de nombreux talwegs dans lesquels n'affleurent que des marnes du Miocène. De même, dans les zones plus largement recouvertes par le Quaternaire, les puits à main et les petits sondages forés pour les tirs sismiques ne fournissent que des déblais de marnes miocènes. Autrement dit, le long contact festonné qui borde au Sud les Unités telliennes, correspond à l'émergence d'un plan de chevauchement qui sépare le Miocène autochtone des Hautes Plaines algéroises, des terrains nummulitiques et miocènes, alloctones constitutifs des premiers reliefs que l'on aperçoit en venant du Sud (cf. fig. 3, 11 et 17).

A l'Est, le contact majeur passe au pied du Dj. Kasbah puis va se raccorder à la longue ligne de chevauchement qui se suit sur les feuilles Mansourah, Bordj bou Arreridj et Ain Tagrout (cf. observations personnelles de A. CAIRE, et A. de SPENGLER).

Ainsi donc, si l'on considère le problème dans son ensemble, on constate que la zone complexe, formée par l'amorcellement des Unités telliennes, est entourée, de tous côtés par un contact mécanique, marqué ou non par du Trias. Au Nord, cet ensemble s'appuie sur le Sénonien inférieur des Biban; à l'Ouest, au Sud et à l'Est, il repose sur le Miocène. En toute objectivité, il est impossible de faire surgir aucune des Unités telliennes du substratum autochtone, car l'enracinement latéral de telles écailles ne s'observe nulle part.

Cette interprétation a d'ailleurs été largement corroborée par les sondages effectués pour la recherche du pétrole. On a déjà dit que sous la discordance miocène, les forages profonds n'avaient pas rencontré de terrains plus récents que le Sénonien inférieur. Ceci s'accorde parfaitement avec les affleurements de l'autochtone marginal, puisque les terrains miocènes y sont transgressifs soit sur le Crétacé inférieur, soit sur le Cénomano-Turonien (péliclinal des monts du Hodna; ennoyage de l'Ouarsenis oriental).

Enfin, la géophysique a également confirmé cette hypothèse. Malgré les difficultés techniques occasionnées par la traversée des terrains charriés, les miroirs sismiques sont suffisamment nets pour qu'on puisse construire des cartes en isochrones de la base du Miocène et de divers niveaux du Crétacé (toit des calcaires albiens, toit des calcaires aptiens). Dans la zone de Guétérini et au Sud de Boghari, ces documents mordent assez largement sur le domaine qui est couvert, en surface, par les Unités telliennes. La tectonique de l'autochtone est caractérisée par des plis bien cylindrés, à grand rayon de courbure et aucune amorce d'un début d'écaillage n'a été mise en évidence. Seule les pointements triasiques du Kef Mahmoud et du Dj. Zerga de ben Alia occasionnent des anomalies notables et correspondent à des accidents de type diapirique.

Il n'est pas possible, dans ce bref résumé, de mettre sous les yeux du lecteur, toutes les cartes et coupes géophysiques dont nous disposons (27). Mais l'écorché anté-miocène qui a été élaboré à partir de toutes ces données, rend compte de la composition stratigraphique et de la structure tectonique du substratum anté-miocène I (cf. fig. 14).



Fig. 14 — Ecorché de la zone sud-tellienne avant la transgression du Miocène 1. Reconstitution rétrostructurale du Tell septentrional. Emplacement des sillons miocènes.

En résumé, il est clair que les quelques vingt Unités tectoniques qui composent la mosaïque du complexe « sud-tellien » font partie d'un ensemble entièrement allochtone, décollé de toutes parts. Ces terrains n'ont aucun lien avec le substratum du synclinorium du Titteri.

Description structurale

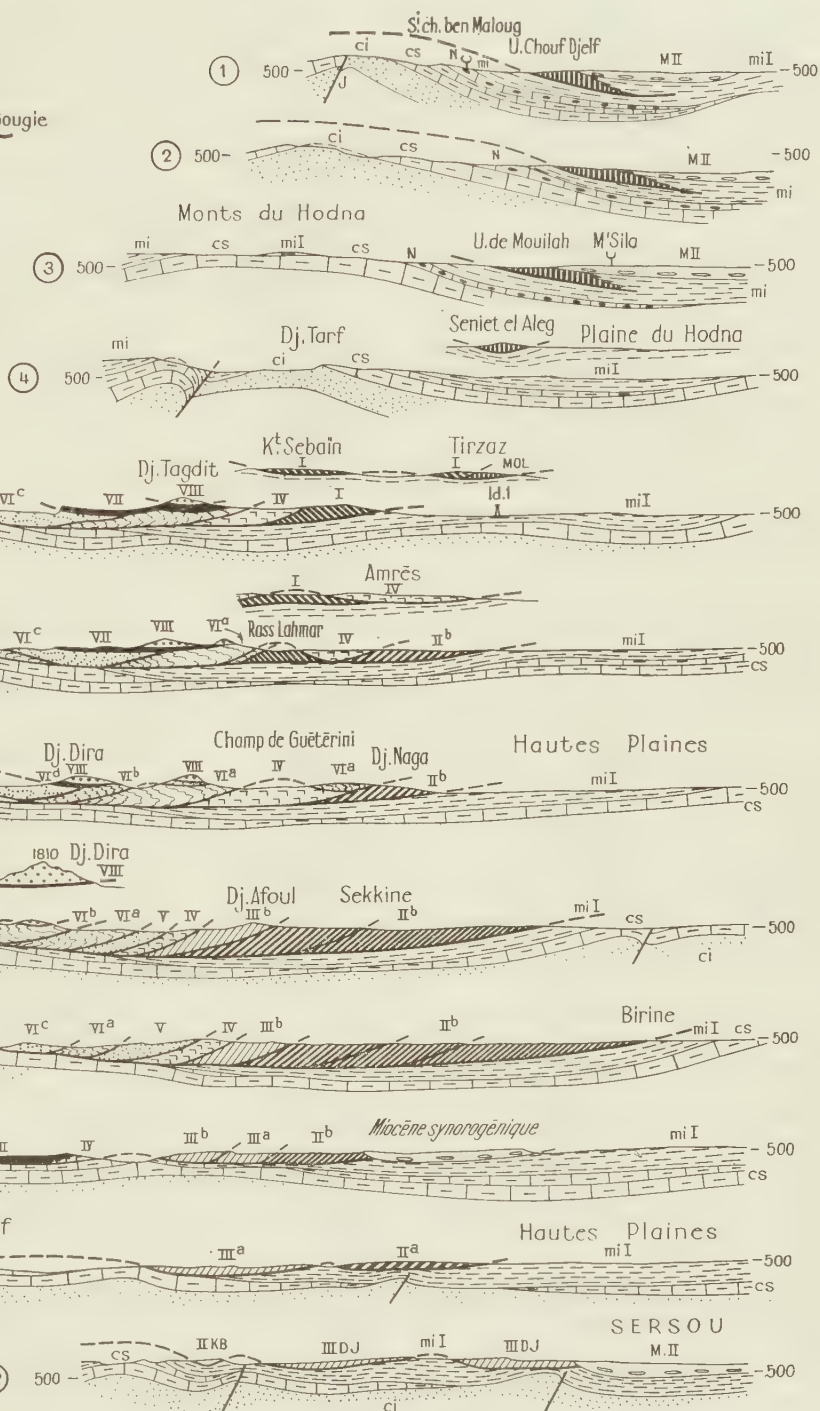
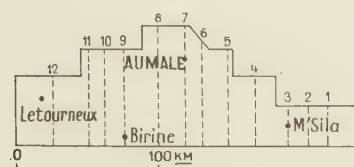
La description tectonique de chacune de ces Unités peut difficilement être faite dans le cadre de cette courte note. On essaiera cependant de dégager les traits essentiels de la structure de cette partie de la zone sud-tellienne.

Le style en écailles imbriquées est de règle dans toutes les Unités qui renferment une armature rigide (calcaires yprésiens, grès oligocènes ou miocènes). On peut le mettre en évidence sur le terrain et il ressort également de l'examen de certains profils sismiques, en particulier de ceux qui ont traversé l'Unité IIb sur la feuille El Kelkha.

Sur les coupes que l'on peut élaborer avec une bonne approximation, on est souvent amené à supposer que la base des bancs a été tranchée par le plan de charriage basal, car les strates alloctones forment un angle plus ou moins aigu avec la surface listrique dont l'inclinaison est, elle, toujours très proche de l'horizontale. Pour expliquer une telle disposition, il n'est pas nécessaire de faire intervenir des usures mécaniques, telles que le « rabo-

(27) Elles sont présentées dans l'ouvrage cité plus haut.

PLAN DE POSITION



Autochtone: **MII** Miocène post-nappes - **miI** Miocène anté-nappes - **N** Nummulitique - **CS** Crétacé sup^r (post-Albien) - **ci** Crétacé inf^r - **I, II etc.** Unités Allochtones (cf fig. 11).

Fig. 17 — Coupes schématiques à travers les nappes de la zone sud-tellienne.

a largement dépassé le domaine de l'Unité IV et qu'elle est venue s'étaler jusqu'aux abords de Sidi-Aissa (coupe 7). Ceci implique soit que le bassin récepteur était très profond, soit qu'il s'est affaissé au fur et à mesure que les diverses lames se mettaient en place.

On sait aussi que la sédimentation marine s'est poursuivie après la mise en place de l'Unité IIa et au cours de la translation de l'Unité IIb (cette Unité chevauche le Miocène synchro-nappe, mais un lambeau de ce même Miocène est discordant sur l'Unité IIb, au Nord-Ouest de Birine) (cf. fig. 11). De même, les forages de Guétérini ont quelquefois rencontré de minces passées de marnes à microfaune miocène, intercalées entre deux plans de chevauchement.

Les premières Unités sud-telliennes (épaisses de plusieurs centaines de mètres) sont donc venues s'accumuler dans un sillon, qui était suffisamment profond pour que la sédimentation marine ne soit pas totalement interrompue.

L'histoire géologique du Hodna amène à une conclusion identique. On sait que des marnes lutétiennes, oligocènes et miocènes ont glissé dans ce bassin. A leur sujet, on a parlé de « Klippes sédimentaires » [M. KIEKEN, 1956]. Le terme est à rejeter, car les terrains nummulitiques ne sont pas disséminés, en amas disjoints, au sein des marnes miocènes. Il s'agit en fait de lames homogènes qui précèdent (et annoncent) le déferlement de lames beaucoup plus importantes. C'est pourquoi, nous avons groupé les Unités du Hodna dans la « nappe des Lambeaux Précurseurs » [M. KIEKEN, 1961].

Les coupes, étayées sur les forages et les profils sismiques, révèlent que l'allochtone hodnéen repose, peu ou prou, sur un même niveau du Miocène. Mais ces Unités sont enrobées par du Miocène marin.

On peut en conclure que le fond marin devait également se situer, là, à une grande profondeur puis-que une masse exotique, épaisse de 500 m (forage ML2) a été engloutie sous les eaux et que la sédimentation s'est maintenue tout autour et au-dessus de ces corps étrangers. Le sédiment autochtone est formé par des marnes à boules jaunes (à *Praeorbulines*) ; il a comblé les vides que les Unités du Chouf Djelf et de Mouilah laissaient entre elles et s'est également déposé sur les couches nummulitiques et miocènes qui venaient d'être mises en place, par charriage (cf. fig. 10).

Etant donné que l'association des microfaunes du Miocène anté-nappes caractérise un milieu peu profond, riche en benthos, il s'est nécessairement produit un effondrement très important dans le synclinalorium du Titteri et dans celui du Hodna avant que les nappes n'y parviennent.

Ajoutons enfin que la sédimentation marine s'est poursuivie dans le Hodna après la mise en place à l'Ouest des nappes méso- et épi-telliennes, y déposant plus de 1 000 m de grès et de marnes. Or, ce bassin se termine à hauteur de Tarmount. On peut en conclure que la mer a été refoulée vers l'Est,

par l'arrivée massive de l'allochtone. On assiste à deux modes de comblement d'un bassin sédimentaire : à l'Est, les sédiments subsidents s'accumulent sur un millier de mètres ; à l'Ouest, les lames tectoniques viennent combler un bassin dont le tréfonds s'enfoncé par saccades.

On s'aperçoit ainsi que le processus de mise en place de ces nappes d'écoulement ne s'explique pas seulement, par l'existence de hauts reliefs dans les régions septentrionales mais aussi par la présence d'un sillon, au fond mobile, dans les régions méridionales. Les deux phénomènes évoquent l'intervention de compensations isostasiques et se complètent de telle sorte qu'il n'est pas nécessaire d'imaginer que des chaînes montagneuses, d'altitude himalayenne, ont dû exister dans le Nord de l'Algérie. Il est, en effet, facile de montrer, par une construction géométrique simple, qu'une surélévation (de 4 à 5 000 m) des sédiments déposés dans les bassins septentrionaux a été suffisante pour créer les conditions nécessaires à un écoulement par gravité des futures unités sud-telliennes. Il semble toutefois que le cisaillement du matériel sédimentaire a dû être provoqué par d'autres causes que la seule action de la pesanteur. On examinera ce problème plus loin ; retenons seulement que la déclivité du plan de glissement peut s'expliquer, à la fois, par l'exhaussement des zones nord-algériennes et par l'effondrement des zones sud-algériennes (cf. fig. 18).

Ce mouvement de bascule implique également l'existence d'un point fixe ou si l'on préfère d'une zone charnière qui devait être assez fortement arasée pour que les nappes d'écoulement puissent la franchir. Il apparaît, immédiatement que les Biban ont pu jouer ce rôle. Encore convient-il d'examiner de plus près l'histoire de cette chaîne singulière.

Rôle des Biban

L'on sait que le cœur de ce vaste anticlinorium a été évidé jusqu'aux schistes barrémiens et que les terrains albo-cénomaniens de l'Unité de la Koudiat el Hamra reposent anormalement sur la combe anticlinale, avec insertions locales de lanières de Trias [M. KIEKEN, 1964]. D'une manière ou d'une autre, plusieurs milliers de mètres de sédiments ont dû être découpés avant que cette Unité prenne la place qu'elle occupe actuellement. Si l'on tient compte du fait que, pour les seuls terrains crétacés, la tranche érodée atteint environ 4 000 m et, étant donné qu'aucune lame des Unités telliennes ne renferme les terrains crétacés qui formaient la couverture des Biban, on ne peut guère envisager que deux solutions ou bien l'érosion s'est produite, avant la mise en place des nappes sur le flanc sud des Biban, ou bien elle a eu lieu après.

Dans ce dernier cas, la chaîne des Biban se serait exhaussée après le passage des nappes puis aurait été érodée. C'est seulement à ce moment-là que les Unités « nord-bibanniques » seraient venues chevaucher les schistes barrémiens. On ne voit guère dans quel bassin un tel volume de matériaux

terrigenes aurait pu s'accumuler car le comblement par les Unités charriées du bassin du Titteri fut si rapide que la sédimentation fut arrêtée sur de grandes surfaces (sauf dans le Hodna, mais ce sillon est bordé au Nord par la chaîne hodnéenne, définitivement émergée). De plus, il est évident que les Biban font suite aux monts du Chélif (cf. fig. 11) et à l'Ouarsenis oriental ; or, dans ces derniers massifs, le Miocène I est directement discordant sur le Crétacé moyen ou sur le Crétacé inférieur.

On imagine donc, aisément, que la chaîne des Biban ait pu être démantelée avant le Miocène I et l'on a même quelques raisons de penser qu'elle fut émergée au cours du Miocène I.

L'émersion (et donc l'érosion) anté-miocène est attestée par le fait que le Miocène est discordant sur le Sénonien inférieur du flanc sud des Biban. Bien que les séries miocènes n'affleurent pas sur le parallèle d'Aumale, elles existent en profondeur, à quelques kilomètres au Sud de la ville car, au forage Dj. 2 (Oued Djenane n° 2), le Miocène (encore épais de 1 000 m) est transgressif sur le Cénomaniens. On a donc à peine la place nécessaire pour dessiner un synclinal rempli par du Sénonien inférieur (cf. fig. 14 et 18).

Comme il était logique de le supposer, les Biban ont donc fait partie de ce vaste territoire qui a été plissé lors des mouvements anté-miocènes (post-yprésiens ?) qui ont affecté l'Ouarsenis, les monts du Hodna et tout le pays qui sépare ces deux chaînes orographiques (cf. fig. 14). Sur le flanc sud, toute la série nummulitique et tout le Sénonien supérieur avaient déjà disparu avant que ne se déposent les couches de base du Miocène I. On ne sait pas dans quel état se trouvait la zone axiale des Biban, mais l'érosion avait déjà dû entamer profondément les terrains du Crétacé inférieur, comme cela s'est passé dans les monts du Hodna et dans l'Ouarsenis oriental.

D'autre part, les couches du Miocène se biseautent, au Sud des Biban, sous les nappes telliennes. Il a bien fallu qu'elles soient érodées, à leur tour, avant que ces nappes ne glissent vers le Sud (ou alors, le rivage miocène se situait dans les Biban, ce qui renforcerait notre argumentation).

Il y a donc eu également une érosion anté-nappe dans les Biban. Elle s'avère d'ailleurs nécessaire si l'on regarde ce qui se passe à l'Est, où A. CAIRE a montré que les lames d'El Achir, de la Kt Melez et de Bordj bou Arreridj étaient constituées par une gangue de grès et marnes miocènes qui enveloppe des (vraies) Klippes sédimentaires formées de calcaires à Nummulites, d'argiles lutétiennes et de marnes à Huitres du Santonien. Ces terrains miocènes se sont déposés sur le revers nord du bassin puis sont ensuite venus chevaucher ceux qui s'étaient déposés dans la zone axiale de ce dernier (29). Il fallait qu'une terre nourricière, pourvoyeuse

de Klippes sédimentaires, existe à proximité du bassin miocène. Or il a déjà été dit que les marnes santoniennes à Huitres existaient dans l'autochtone du flanc sud des Biban (région de Berrouaghia et région d'Aïn Tagrout. Cf. carte géologique Aïn Tagrout). Ce faciès n'étant pas connu dans l'autochtone, au Nord de la chaîne, on peut en conclure que le Santonien épiniéristique se biseautait dans la zone des Biban et que les Klippes sédimentaires proviennent de bombements émergés, au cours du Miocène I, dans l'anticlinorium des Biban. On verra de même que les calcaires yprésiens à Nummulites et les argiles lutétiennes à Huitres ont dû se déposer à proximité de la zone axiale des Biban.

On sait d'ailleurs qu'une partie du Tell était également exondée au cours du Miocène I, puisque le Miocène de la nappe sous-numide renferme une grande quantité de galets d'origine tellienne.

L'émersion a donc commencé à se produire, quelque part dans le Tell, au cours du Miocène I. Ce territoire séparait le sillon du Miocène conglomératique (nappe sous-numide) du sillon des « grès de Boghari » ; on le situerait volontiers sur le domaine de la future nappe épi-tellienne puisque les Unités V et VI ne renferment pas de terrains miocènes. Un autre territoire a été exondé, parallèlement, vers le Sud. Il correspond aux Biban (fig. 11 et 18).

Placée au bord du bassin méridional, cette terre a été rapidement aplanie et devait se présenter, finalement, comme un long glacis, incliné vers le Sud.

Tout ceci prouve que la mise en place des Unités méridionales et celles des Unités septentrionales a été simultanée.

La couverture des Biban n'a fourni aucune Unité allochtone, pour la bonne raison qu'elle n'existait plus. L'érosion intra-miocène I a été très importante entre Aumale et Berrouaghia (30), car l'Unité de la Kt el Hamra représente le flanc nord primitif des Biban, qui est venu chevaucher la combe anticlinale, antérieurement évidée par l'érosion.

La présence de Trias à la base de cette Unité semble indiquer l'existence d'un accident profond préexistant (cf. fig. 18).

Patries des nappes

La ligne de départ des nappes ne peut donc se situer qu'au Nord des Biban. On peut, dès lors, déplier les diverses nappes et les replacer dans le bassin *original* en tenant compte de l'ordre de superposition et de l'extension qu'elles ont actuellement.

Les sédiments de la *nappe méso-tellienne* viennent ainsi se raccorder à ceux du flanc nord des Biban et s'étalent sur l'Atlas Blidéen. Ceux de la *nappe épi-tellienne* prennent le relais vers le Nord et recouvraient l'actuel territoire de la Mitidja et au Sud de la

(29) Ce Miocène à « Klippes sédimentaires », charrié sur le Miocène du centre du bassin, fait partie de la nappe infra-tellienne [KIEKEN M., 1961].

(30) Entre Aumale et Sétif, l'érosion qui s'est produite au cours du Miocène I n'a atteint que les terrains cénomaniens. Ceux-ci ont également été entraînés sous les nappes et forment le « faux autochtone » de l'Unité de Sidi Amokhane [A. CAIRE, 1957].

Grande Kabylie. Les terrains de la *nappe sous-numide* s'étendent du Golfe d'Alger à celui de Bougie. Le domaine de la future *nappe numidienne* est rejeté en Méditerranée comme l'indique la figure 14.

Avant d'examiner l'incidence de ce schéma sur la structure des zones côtières, constatons d'abord que ce dépliage des Unités telliennes aboutit à une restitution paléogéographique cohérente. Les faciès continentaux et épinéritiques de la nappe méso-tellienne prennent place sur la marge méridionale d'un bassin ; les dépôts infranéritiques de la nappe épi-tellienne en occupent le centre. La patrie de la nappe sous-numide se place dans le prolongement des Babors ; le caractère détritique des formations maestrichtiennes et miocènes des Unités sous-numides s'accorde bien avec cette interprétation puisque les Babors apparaissent, dès le Crétacé moyen, comme un sillon où surgissent des cordillères ; le grand nombre de galets de Trias empâtés dans les conglomérats maestrichtiens et miocènes implique la venue au jour de noyaux diapiriques. En d'autres termes, la reconstitution palinspatique des terrains impliqués dans les Unités sud-telliennes (fig. 12, 18) vient se placer entre les Biban et la baie d'Alger.

On note aussi que la future nappe méso-tellienne se situe dans une zone où les diapirs sont relativement rares (cf. carte géologique de la province d'Alger par L. GLANGEAUD) et, corrélativement, les copeaux de Trias sont quasiment absents entre les multiples Unités de cette nappe. Il n'y existe que quelques banquises de Trias dont on peut d'ailleurs retrouver les sources : le Trias des Sebân Koudiat et du Tirzaz peut provenir du diapir de Sebka (dans les Biban), les lames qui s'échelonnent dans la partie occidentale de la feuille Er Rebiba se situent au S. SE du diapir du Taguennsa (feuille Letourneux), enfin les amas triasiques qui ceinturent la demi-fenêtre de Tleta des Douairs et la boutonnière d'Aïn Boucif se placent au Sud de la cheminée diapirique qui occupe le fond d'un talweg, au pied du Kef Tegratine, 40 km au Nord de Tleta des Douairs (31). Le rôle joué par le Trias diapir du Dj. Zergua de ben Alia a déjà été explicité dans une publication antérieure [1961, p. 603].

Par contre, la plupart des contacts anormaux des Unités épi-telliennes, sous-numides et numidiennes, sont lubrifiés par des enduits triasiques qui doivent provenir d'anticlinaux, à noyau perçant, qui ont dû surgir dans les zones septentrionales. Il suffit d'admettre que le régime sédimentaire des Babors se poursuivait latéralement, à l'emplacement actuel des Kabyliques et de la Mitidja (32), (ce qui implique que les Kabyliques ont subi un chevauchement de

grande amplitude), pour trouver une explication au problème de l'origine des lames de Trias qui accompagnent les nappes telliennes.

Les restitutions palinspatiques, proposées ci-dessus, rejettent dans la Méditerranée actuelle la patrie de la nappe numidienne et celle des Flyschs kabyliques (qui se placent, tectoniquement, sous les massifs numidiens). D'après les études entreprises par M. DURAND DELGA et ses collaborateurs, il semble que les sédiments des Babors passaient vers le Nord à des dépôts de faciès flysch. Sur les esquisses rétrotectoniques élaborées par DURAND DELGA, la largeur du sillon des flyschs est d'environ 100 km ; plus au nord, s'étirent des hauts fonds (*alias* : dorsale Kabyle à sédimentation réduite, où dominent les calcaires) qui correspondent actuellement aux masses chevauchantes du Massif ancien et de la Chaîne calcaire de Grande et Petite Kabylie.

On constate donc que le déplacement subi par les terrains des nappes telliennes (80 à 100 km) est du même ordre de grandeur que la flèche des charriages Kabyliques. Mais les processus tectoniques sont différents : les nappes telliennes, du moins dans leur stade ultime de mise en place, résultent de la tectonique d'écoulement, les nappes Kabyliques (ou Kabyliques) sont dues à une « tectonique de choc » [F. ELLENBERGER] qui fait intervenir « une compression horizontale de l'écorce » [J. GOGUEL].

Plus les analyses progressent [cf. travaux de l'équipe DURAND DELGA] plus on se rend compte que les charriages de Kabylie se sont opérés par étapes (la première phase tangentielle, actuellement décelée, est post-lutétienne). Le charriage global (100 km ?) subi par les Kabyliques représente la somme de déplacements successifs qui s'effectuèrent du Nord vers le Sud.

Les conclusions auxquelles arrivent les géologues qui œuvrent dans les zones côtières d'Algérie (33), permettent de mieux comprendre comment a pu s'effectuer la mise en marche des Unités telliennes. Il nous semble peu probable, en effet, que des masses sédimentaires aussi importantes aient pu se mettre en branle sous l'action de la seule gravité.

Les très fortes compressions qui ont affecté les sédiments du sillon méso-méditerranéen (34) se sont nécessairement répercutées dans le sillon tellien occasionnant un raccourcissement (voire un sous-

(31) Voir carte géologique au 1/200 000 de la province d'Alger, par L. GLANGEAUD [1932].

(32) On sait que des phases tectoniques embryonnaires se sont manifestées dès la fin de l'Albien, dans le sillon des Babors (cf. études de A. LAMBERT, F. EHRMAN, M. LEIKINE, F. LAVAL, etc.).

(33) Et même en Berbérie, en Sicile et en Andalousie, car dans les régions méditerranéennes, les phases tectoniques se répercutent sur de grandes distances, dans des séries de faciès relativement uniforme.

(34) Nous désignons ainsi le bassin accidenté de cordillères, qui devait s'étendre entre la côte algérienne actuelle et les Baléares. Notons, à ce propos, que l'on a parfois supposé (pour expliquer la genèse des épaisses séries gréseuses numidiennes) qu'un continent avait dû exister entre Gibraltar et la Sicile. A notre avis, les apports détritiques pouvaient provenir de l'Est, par exemple d'une terre située entre la Corse et la Calabre et de l'Ouest, par exemple, de la Meseta ibérique ; car, assez souvent, les sillons à flyschs sont alimentés par des mûles qui émergent dans leur prolongement axial et non pas au centre du sillon. On reconstitue ainsi un large bassin dit « méso-méditerranéen » dont les sédiments auraient été comprimés, au cours du Tertiaire, et expulsés vers le Nord (Espagne méridionale) et vers le Sud (Berbérie, Sicile).

charriage) dans les zones profondes de ce bassin. Les plis aigus, que l'on observe dans les Babors, attestent l'importance de cette compression (cf. carte au 1/500 000 Algérie). Dans la partie du Tell située au Nord de la région décrite, L. GLANGEAUD [1932] a montré que le substratum a été fortement plissé ; cet auteur a insisté également sur les différences qui existent entre les qualités mécaniques des schistes éocétacés (indurés par un léger métamorphisme et très épais (35) et celles des terrains néo-cétacés constitués, pour l'essentiel, par des marnes plastiques.

Les poussées tangentielles ont donc eu pour conséquences, d'une part : un écrasement des séries profondes (sans doute exacerbé par la fluidité des évaporites du Trias sous-jacent) ; d'autre part : un cisaillement des terrains plastiques qui formaient les superstructures des plis. L'incompétence des matériels a donc facilité le décollement des terrains de couverture ; ceux-ci, déjà désolidarisés des noyaux anticlinaux, étaient aptes à fluer sur les glaciés, inclinés vers le Sud, qui se formaient dans la région des Biban et dans la zone sud-tellienne.

Le mouvement amorcé, toutes les masses sédimentaires qui se trouvaient au-dessus du plan « critique » (36) ont glissé vers le Sud sous le seul effet de la gravité. Elles sont allées d'autant plus loin qu'elles étaient plus volumineuses donc plus lourdes.

Phases tectoniques préparatoires

La mise en place des nappes telliennes s'est faite au cours du Miocène, mais un certain nombre de phases tectoniques avaient déjà affecté la patrie de l'allochtone et préparé en quelque sorte, le départ des sédiments qui allaient se décoller et glisser vers le Sud.

Il a déjà été dit que le serrage du sillon méso-méditerranéen avait dû débiter dès l'Eocène.

On sait aussi, par l'analyse des constituants de la nappe sous-numide et celle des terrains Sénoniens autochtones, qu'une phase tectonique s'est produite vers la fin du Campanien, dans les Babors.

L'existence de mouvements anté-yprésiens se déduit de l'étude de l'Unité IIb (galets de quartzites albiens, à Birine) et de celle de l'Unité IVbis (galets de Crétacé et de Trias, à Aumale).

Il ne semble pas que les plissements anté-lutéliens et anté-oligocènes (si nets dans la Dorsale Kabyle) aient eu des répercussions dans le sillon tellien ; mais il est certain que les effets de la phase tectonique anté-miocène furent très importants aussi bien dans la zone sud-tellienne que dans les massifs du

Hodna, des Biban et de l'Ouarsenis. Des plissements se produisirent également, à cette époque, dans la patrie de l'allochtone puisque le Miocène I est transgressif sur le Paléocène, ou sur l'Yprésien ou sur le Lutétien dans les Unités I, IIa, IIb, IIKB, IV et IVbis, de la nappe méso-tellienne.

Les conglomérats à gros éléments du Miocène de l'Unité VII (nappe sous-numide) attestent également de l'existence de puissants reliefs et donc d'une orogénèse antérieure.

Conséquences paléogéographiques

Des esquisses paléogéographiques peuvent être élaborées en se basant sur les hypothèses rétroctoniques exposées ci-dessus ; elles constituent d'ailleurs une vérification car il est nécessaire que la géologie des terrains autochtones se raccorde, pour chaque étage, aux reconstitutions faites dans la patrie de l'allochtone. Ces schémas ne peuvent être établis qu'à partir du Maestrichtien, car, dans les nappes telliennes, les étages antérieurs n'existent qu'à l'état de lambeaux disjoints.

Au Maestrichtien, la succession des faciès : depuis les marnes à Huitres de l'Atlas saharien et du Hodna (autochtone) jusqu'aux marnes à Rosalines et calcaires à Inocérames qui apparaissent dans le Sud du Tell (Biban et nappe méso-tellienne), puis le passage à des marnes à boules jaunes (décrites par L. GLANGEAUD [1932] dans les massifs septentrionaux autochtones, sur les feuilles Od Damous et Marceau [ibid, p. 27], et que l'on retrouve dans la nappe épi-tellienne) ne soulève pas de difficultés. De même, rien ne s'oppose à ce que le Sénonien conglomératique de la future nappe sous-numide ne se soit déposé dans le prolongement des Babors (c'est le sillon Dahra-Babors, M. KIEKEN, 1961).

Mais la reconstitution des paysages du Tertiaire s'avère beaucoup plus difficile, car les terrains de cette période n'affleurent pas dans l'autochtone tellien (37). L'absence de séries tertiaires (anté-miocène II) peut d'ailleurs être considérée comme une preuve indirecte du décollement de la couverture des massifs telliens.

Dans toute la région décrite, les sédiments autochtones, d'âge tertiaire, n'existent que dans le synclinalorium du Hodna. Or, l'Eocène inférieur du Hodna, bien connu par les études géophysiques et les forages, présente des faciès qui suggèrent la proximité du rivage. Le Lutétien correspond à une lagune que la mer alimente, par intermittence, par dessus la crête des monts du Hodna. L'Oligocène est entièrement continental.

Compte tenu des données fournies par la géologie du Hodna, le territoire du Titteri ne semble pas avoir connu d'invasion marine au cours du Nummulitique.

(35) Le forage de Bouskane (BsK1) exécuté en 1964 dans les Biban a traversé plus de 3 500 m de schistes barrémo-hauteriviens, sans atteindre la base du Crétacé.

(36) Le plan critique correspond à une surface qui est suffisamment inclinée pour permettre le glissement par gravité. La pente de ce plan a été calculée par J. GOGUEL en fonction du volume des terrains surincombants et de la nature du lubrifiant [Traité de Tectonique - Masson, éditeur].

(37) Sauf un pointement de calcaires à silex et bancs de Nummulites, décrit par J. FLANDRIN au Sud de la Mitidja [1948, p. 180] ; mais la situation tectonique de cet Yprésien n'est pas encore élucidée.

Si l'on examine ce même problème en regard des schémas rétrotectoniques, proposés dans cette note, on constate que la mer se cantonne constamment au Nord des Biban. En effet, à l'Eocène inférieur, les formations à Nummulitiques, contenues dans les lames méridionales de la nappe méso-tellienne, évoquent des dépôts sublittoraux et l'on est tenté de placer la ligne de rivage dans la zone axiale des Biban (d'où proviendraient les galets de quartzites albiens, connus à Birine) (38). Au Lutétien, les faciès continentaux et sub-continentaux de l'Unité I (Mehazem K'bir) et de l'Unité IIb (Birine, El Kelkha) attestant que les *Biban font partie du domaine continental* (car la patrie de ces Unités se situe au Nord des Biban). Ce schéma se répète, à peu de choses près, à l'Eocène supérieur dont les dépôts marins ne s'observent que dans les écaillies supérieures de l'Unité IIb. Il en est de même à l'Oligocène, comme le prouvent les grès et argiles rouges de l'Unité IIb.

Notons qu'il n'existe d'ailleurs aucune possibilité de décaler les lignes de rivage des mers nummulitiques vers le Sud, puisqu'au Sud des Biban le Miocène I est discordant sur le Crétacé supérieur. Les esquisses présentées ici correspondent donc à la flèche minimale (80 km) que l'on puisse admettre pour les charriages telliens. On ne peut cependant pas calculer l'amplitude de cette translation avec grande précision, car on ne sait pas quelle est l'importance du déplacement subi par l'Unité de la Koudiat el Hamra, c'est-à-dire par l'ancien flanc nord des Biban.

Avant le Miocène I, les Biban et une partie des territoires qui les flanquent au Nord forment une longue ride qui est soumise à l'érosion (le Miocène est discordant, au Sud des Biban, sur le Sénonien inférieur (autochtone) et au Nord sur le bord distal des futures nappes des Lambeaux Précurseurs et méso-tellienne). La chaîne des Biban semble avoir été émergée, de nouveau, au cours du Miocène I : fournissant à l'Est les Klippes sédimentaires de la future nappe infra-tellienne et étant érodée, à l'Ouest, jusqu'aux schistes barrémiens sur lesquels repose, anormalement, l'Unité de la Kt el Hamra.

Bref, le rôle des Biban est primordial, au cours du Tertiaire, comme celui du Haut Fond Médian le fut au cours du Crétacé.

A la recherche d'une explication

Sur le schéma rétrotectonique (fig. 18), nous avons imaginé qu'un glacis incliné vers le Sud (39) s'étendait depuis le Sud du Titteri jusque dans les

régions telliennes. Mais, si l'on prolonge ce plan incliné, jusqu'en Méditerranée, il faut supposer que de très hautes montagnes existaient près des côtes actuelles, ce qui paraît peu vraisemblable. Pour obvier à cette difficulté, on pourrait imaginer qu'à la fin du Miocène I, les zones internes sont venues chevaucher les zones externes et que la couverture de celles-ci et leur surcharge de matériel « interne » ont à leur tour glissé vers le Sud ; les nappes telliennes auraient ainsi progressé par relais successifs (40). Mais, comme dans la zone sud-tellienne, diverses lames des Unités supérieures recouvrent indistinctement un certain nombre d'Unités inférieures, on voit mal comment les lames internes auraient pu, dans cette hypothèse, venir oblitérer les contacts anormaux des lames externes (puisque celles-ci n'étaient pas encore formées).

On peut, tout au plus, admettre que certains éléments des nappes sous-numide et numidienne étaient superposés au départ : les lambeaux sous-numides, coincés sous les grès numidiens, sont en effet si minces qu'il n'ont pas pu cheminer sur de grandes distances, sous l'effet de leur propre poids ; sur la feuille Oued Okris, on remarque d'ailleurs que les Unités VII et VIII forment un ensemble structural lacéré par des décrochements qui ne se poursuivent pas dans le soubassement ; ces deux Unités se sont sans doute superposées dans les zones septentrionales du Tell et ce complexe s'est tronçonné au cours de sa translation.

Il s'agit là des Unités qui couronnent l'empilement tectonique et proviennent donc des zones les plus lointaines. Il a déjà été dit qu'une tectonique embryonnaire s'était manifestée dès le Crétacé, dans les régions septentrionales ; son déchiffrement est en cours ; notons seulement que les mouvements anté-Miocène I furent importants puisque le Miocène de l'Unité VII (Dj. Fahl) est transgressif sur une lame de Trias. Il est également possible que la nappe numidienne, les lames de flyschs, et la Dorsale Kabyle aient déjà été largement charriées vers le Sud, avant le Miocène I, car le Miocène de la nappe sous-numide est riche en blocs de grès numidiens et en galets issus du Massif ancien et de la Chaîne calcaire ; de plus, les terrains du Miocène I ne sont pas impliqués dans la tectonique des régions littorales (41).

Mais ce sont là des hypothèses qui doivent être soumises à l'épreuve sur le terrain. Il est cependant certain que les causes qui ont provoqué le cisaillement et la mise en marche des nappes telliennes ne peuvent pas être dissociées de celles qui ont occasionné le charriage ultime des Kabyliques.

(38) Les sédiments (et le reste de la série nummulitique) déposés sur la zone axiale des Biban auraient été enlevés avant (et au cours) du Miocène I, soit par érosion, soit sous forme de klippes sédimentaires. Les unités distales de la nappe méso-tellienne (Unités I et II) correspondraient aux séries déposées sur le flanc nord des Biban.

(39) Probablement établi par stades successifs, au cours d'une longue période d'érosion.

(40) cf. Hypothèse des « ruga » de Merla, aujourd'hui abandonnée par les géologues italiens.

(41) Sauf, d'après D. RAYMOND [C. R. Som. S. G. F., 1969] dans la région de Dellys où du Miocène marneux existe dans une unité de type tellien. L'étude de cette région n'est pas achevée. A notre avis, la présence à Dellys de formations allochtones, de faciès tellien peut s'accorder avec l'hypothèse d'un vaste chevauchement des Kabyliques.

En résumé, les nappes d'écoulement ne sont que la résultante d'une histoire géologique longue et complexe dont la clef se trouve dans les régions septentrionales de l'Algérie. Des mouvements orogéniques, de style tangentiel, ont ébranlé le substratum des massifs telliens et nord-telliens ; des cisaillements subhorizontaux se sont produits dans les superstructures puis les terrains situés entre le plan critique et la surface topographique ont glissé vers le Sud dans l'ordre de succession que nous leur connaissons actuellement, progressant sur les glacis qui se formaient sur les régions qui venaient d'être tectoniquement dénudées.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- BERTRANEU J. (1955). — Le Massif de Bou Taleb. *Publ. Serv. Carte géol. Algérie, Nouv. Sér., Bull.* n° 4.
- CAIRE A. (1957). — Etude géologique de la région des Biban (Algérie). *Publ. Serv. Carte géol. Algérie, Nouv. Sér., Bull.* n° 16, 2 vol., 818 p., 130 fig., 6 pl. h.-t., 19 dpl. h.-t.
- CASSAN G. (1967). — Les foraminifères planctoniques du Miocène du Bassin du Hodna. Comité méditer. du Néogène, Bologne, 1967.
- CHEVILLY F. de, KIEKEN M., SPLENGER A. de (1956). — Géologie de la zone sud-tellienne entre Boghari et Sidi-Aïssa. *Publ. Serv. Carte géol. Algérie, Nouv. Sér., Bull.* n° 8 (Trav. Collabor. 1955), vol. 1 : p. 25-87, 4 fig., 2 dpl. ; vol. 2 : planches.
- DURAND-DELGA M. (1962). — Lexique stratigraphique international. Vol. 4 : Afrique, fasc. 1b : Algérie. Paris, C. N. R. S., p. 1-132, 1 carte dpl. h.-t.
- DURAND-DELGA M. (1967). — Structure and geology of the Northeast Atlas Mountains. Guide book to the geology and hystory of Tunusia. *Petr. Expl. Soc. Libya, 9th Annual Field Conf.*, Tripoli, 1967.
- FICHEUR E. (1917). — Le Cartennien de Ben Mahis, région de Berrouaghia (Alger). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), 17, p. 136-173, 5 fig.
- FLANDRIN J. (1948). — Contribution à l'étude stratigraphique du Nummulitique algérien. *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, (2), *Stratigr.*, n° 19, 340 p., 90 fig., 3 dpl. h.-t., 5 cartes dpl. h.-t.
- GLAÇON J. (1961). — Aperçu sur la géologie et la structure de la région de Sétif (zone nord-sétifienne). *Soc. géol. Fr.*, « Livre à la mémoire du professeur P. Fallot », 1960-1962, 2 : p. 615-625, 2 fig., 2 dpl. h.-t.
- GLANGEAUD L. (1932). — Etude géologique de la région littorale de la province d'Alger. *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, (2), *Stratigr.*, n° 8, 608 p., 107 fig., 28 pl. h.-t., 3 dpl. h.-t., 1 dpl. coul. h.-t., 1 carte coul. dpl. h.-t.
- KIEKEN M. (1961). — Les traits essentiels de la géologie algérienne. *Soc. géol. Fr.*, « Livre à la mémoire du professeur P. Fallot », 1960-1962, 1 : p. 545-614, 10 fig., 5 dpl. h.-t., 1 carte coul. dpl. h.-t.
- KIEKEN M. (1964). — La fenêtre tectonique des Biban (Algérie). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 6, p. 712-720, 1 fig.
- MATTAUER M. (1958). — Etude géologique de l'Ouarsenis oriental (Algérie). *Publ. Serv. Carte géol. Algérie, Nouv. Sér., Bull.* n° 17, 534 p. plus 10 p., 214 fig., 9 pl. h.-t., 1 dpl. h.-t., 1 dpl. coul. h.-t., 1 carte coul. dpl. h.-t.
- POLVECHE J. (1960). — Contribution à l'étude géologique de l'Ouarsenis oranais. *Publ. Serv. Carte géol. Algérie, Nouv. Sér., Bull.* n° 24, 2 vol. : 598 p., 169 fig., 20 pl. h.-t., 3 dpl. h.-t., 15 cartes dpl. h.-t., 1 carte coul. dpl. h.-t.
- SAVORNIN J. (1920). — Etude géologique de la région du Hodna et du Plateau sétifien. *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, (2), *Stratigr.*, n° 7, 501 p., 93 fig., 2 cartes dpl. h.-t.

